



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.
POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS**

**Estimación de la Evapotranspiración
en el Valle de San Luis Potosí y zonas aledañas
por medio de Imágenes de Satélite**

Tesis que presenta

Martha Adriana Mata Martínez

Para obtener el grado de

Maestra en Ciencias Aplicadas

En la opción de

Ciencias Ambientales

Director de la Tesis:

Dr. Jaime Jesús Carrera Henández

San Luis Potosí, S.L.P., Diciembre de 2011



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis **Estimación de la Evapotranspiración en el Valle de San Luis Potosí y zonas aledañas por medio de Imágenes de Satélite** presentada para obtener el Grado de de Maestra en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales fue elaborada por **Martha Adriana Mata Martínez** y aprobada el **16 de diciembre de 2011** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Ciencias Ambientales del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Jaime Jesús Carrera Hernández
(Director de la tesis)

Dr. Héctor López Loera
(Asesor de la tesis)

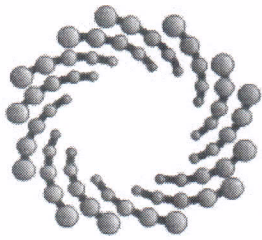
Dr. José Alfredo Ramos Leal
(Asesor de la tesis)



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Ciencias Ambientales del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Jaime Jesús Carrera Hernández.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. de registro 223816) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 053 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 16 días del mes de diciembre del año 2011, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Héctor López Loera	Presidente	IPICYT
Dr. José Alfredo Ramos Leal	Secretario	IPICYT
Dr. Jaime Jesus Carrera Hernández	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRA EN CIENCIAS APLICADAS
EN LA OPCION DE CIENCIAS AMBIENTALES**

sustentó la C.

Martha Adriana Mata Martínez

sobre la Tesis intitulada:

Estimación de la evapotranspiración en el valle de San Luis Potosí y zonas aledañas por medio de imágenes de satélite

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Jaime Jesus Carrera Hernández

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 18:25 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 16 días del mes de diciembre de 2011.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



A la Gloria de Dios

Entonces, ya sea que comáis,
que bebáis, o que hagáis cualquier otra cosa,
hacedlo todo para la gloria de Dios.

1 Corintios 10:31

Agradecimientos

Gracias a Dios, por tener a bien darme esta victoria.

Quiero agradecer a mis padres, por esos años de crianza colmados de esfuerzo y amor, que hoy me colocan aquí. Este es un logro que dedico a ellos y que a su vez es compartido.

Gracias a mi esposo, por su apoyo incondicional y por sus palabras de aliento en esta etapa de tanto trabajo y de largas ausencias de casa.

Gracias Dr. Jaime porque siempre resolvió todas mis dudas, por su paciencia y por todo lo que aprendí.

Gracias a mis maestros que siempre estuvieron dispuestos a atender mis dudas, en especial al Dr. Héctor, al Dr. Alfredo, al Dr. Pinto, a la Dra. Elisabeth, al M. en C.

Guillermo Vidriales y al Ing. Victor Julián.

Gracias a mis compañeros de clase Elda, Flor, Mayra y Julián por su valioso tiempo y ayuda en los primeros semestres de la maestría.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	II
Créditos institucionales	III
Acta de examen	IV
Dedicatorias	V
Agradecimientos	VI
Índice de cuadros	X
Índice de figuras	XI
Índice de ecuaciones	XVIII
Abreviaturas	XXII
Resumen	XXV
Abstract	XXVI

Índice general

1. Introducción	1
2. Metodología	9
2.1. Datos de entrada	9
2.1.1. Imagen de satélite	10
2.1.2. Modelo Digital de Elevación	10
2.1.3. Mapa de Uso de Suelo	11
2.1.4. Datos climatológicos	11
2.2. Correcciones radiométricas	11
2.3. Descripción de METRIC	13
2.3.1. Radiación neta (R_n)	14

2.3.2.	Flujo de calor del suelo (G)	24
2.3.3.	Flujo de calor sensible (H)	25
2.4.	Cálculo de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) y diaria (ET_{24})	42
3.	Validación	45
3.1.	Resultados	46
3.2.	Discusión de resultados	48
4.	Estimación de la ET en el VSLP	55
4.1.	Descripción del Área de estudio	55
4.2.	Albedo (α)	59
4.3.	Índice de Vegetación Ajustado al Suelo ($SAVI$)	63
4.4.	Índice de Área Foliar (LAI)	66
4.5.	Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada ($NDVI$)	70
4.6.	Temperatura de la superficie (T_s)	73
4.7.	Radiación neta (R_n)	74
4.8.	Flujo de calor en el suelo (G)	81
4.9.	Longitud de rugosidad (z_{om})	81
4.10.	Resistencia aerodinámica (r_{ah})	88
4.11.	Velocidad de fricción (u^*)	88
4.12.	Flujo de calor sensible (H)	93
4.13.	Diferencial de temperatura (dT)	97
4.14.	Flujo de calor latente (LE)	98
4.15.	Evapotranspiración de referencia (ET_r)	103
4.16.	Fracción de evapotranspiración de referencia (ET_rF)	103
4.17.	Evapotranspiración instantánea (ET_{inst})	108
4.18.	Evapotranspiración diaria (ET_{24})	111
4.18.1.	ET_{24} estimada en cuerpos de agua	114
4.18.2.	ET_{24} estimada en bosques	114
4.18.3.	ET_{24} estimada en zonas urbanas	114
4.18.4.	ET_{24} estimada en áreas de matorrales y pastizales	115

4.18.5. ET_{24} estimada en áreas de agricultura de temporal	115
4.18.6. ET_{24} estimada en áreas de agricultura de riego	115
5. Conclusiones y recomendaciones	119
5.1. Cálculo del flujo de calor en el suelo (G)	119
5.2. Cálculo del flujo de calor sensible (H)	119
5.3. Conclusiones generales	120

Índice de cuadros

2.1. Imágenes de satélite usadas para estimar y validar la ET	10
2.2. Rangos dinámicos de post-calibración e irradiancia solar exoatmosférica media.	13
2.3. Constantes C_1 – C_5 de las Ecuaciones 2.19 y 2.20, C_b de la Ec. 2.21 y W_b de la Ec. 2.22	21
3.1. Datos de entrada para determinar H	49
3.2. Valores después de aplicar correcciones de estabilidad atmosférica . .	49
4.1. Valores típicos de albedo (Horiguchi, 1992)	60
4.2. Valores para determinar H	96
4.3. Coordenadas UTM de los pixeles extremos	97
4.4. Valores de a y b para la determinación del dT	97

Índice de figuras

1.1. Área de estudio, en verde se muestra el Estado de SLP, las líneas de contorno negras muestran las tres cuencas hidrológicas que delimitan el acuífero de San Luis Potosí.	6
2.1. Mapa de uso de suelo. En el centro de la imagen se observa la Cd. de San Luis Potosí.	12
2.2. Balance de radiación sobre la superficie de la Tierra (Tasumi, 2003). . .	15
2.3. Esquema general de METRIC para estimar la distribución espacial de la ET	18
2.4. Esquema que muestra la aplicación de la Ec. 2.40 para reducir el dT cuando la T_s es mayor que la T_s del pixel caliente.	29
2.5. Diagrama de flujo del proceso iterativo requerido para estimar H . . .	30
2.6. Gráfica que presenta el proceso de selección de los pixeles extremos y la derivación de los coeficientes a y b . Mostrando en: (a) LAI y en (b) T_s	39
3.1. Imagen Landsat 5 en falso color RGB-543 adquirida el 25 de Junio de 2005 path/row 30/35 de la zona que corresponde al Condado de Ochiltree, TX.	50
3.2. Distribución espacial de la radiación neta (R_n).	50
3.3. Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G).	51
3.4. Distribución espacial del flujo de calor sensible (H).	51
3.5. Distribución espacial del flujo de calor latente (LE).	52
3.6. Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}). . .	52

3.7. (a) Evapotranspiración diaria estimada. (b) Evapotranspiración diaria calculada por Gowda et al. (2008a) (Imagen tomada de Chavez et al. (2007)).	53
4.1. Localización del área de estudio y sus correspondientes cuencas y líneas de flujo. En el centro de la imagen se muestra la zona urbana de la Cd. de San Luis Potosí. El triángulo señala la ubicación de la estación meteorológica usada. Los círculos con números son lugares de referencia: (1) Charcas, (2) Villa de Reyes y (3) Santa María del Río. Sistema de coordenadas UTM zona 14.	56
4.2. Imagen en falso color RGB-543 del Valle de San Luis Potosí: (a) 30 de marzo de 2001, (b) 23 de abril de 2001, (c) 25 de mayo de 2001 y (d) 24 de octubre de 2001.	58
4.3. Distribución espacial del albedo (α) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre. . .	61
4.4. Distribución espacial del albedo (α) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	62
4.5. Diagramas de caja del albedo (α) estimado para marzo de 2001 para diferentes usos de suelo: (a) Agua,(b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e)Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal.	63
4.6. Distribución espacial del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	64
4.7. Distribución espacial del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) en las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	65

4.8. Diagramas de caja del Índice de Área Foliar (<i>LAI</i>) estimado para los diferentes usos de suelo: (a) Agua,(b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e)Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo (2) 23 de abril (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.	67
4.9. Distribución espacial del Índice de Área Foliar (<i>LAI</i>) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	68
4.10. Distribución espacial del Índice de Área Foliar (<i>LAI</i>) estimado para las tres cuencas hidrológicas que abarcan el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	69
4.11. Distribución espacial del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (<i>NDVI</i>) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	71
4.12. Distribución espacial del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (<i>NDVI</i>) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	72
4.13. Diagramas de caja del <i>NDVI</i> estimado para los diferentes usos de suelo: (a) Agua,(b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e)Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo (2) 23 de abril (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.	73
4.14. Distribución espacial de la temperatura de la superficie (T_s) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	75
4.15. Distribución espacial de la temperatura de la superficie (T_s) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	76

4.16. Distribución espacial de la temperatura de la superficie ajustada a una elevación común ($T_{s\ mde}$) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre T_{mde}	77
4.17. Distribución espacial de la temperatura de la superficie ajustada a una elevación común ($T_{s\ mde}$) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	78
4.18. Distribución espacial de la radiación neta (R_n) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	79
4.19. Distribución espacial de la radiación neta (R_n) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	80
4.20. Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	82
4.21. Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	83
4.22. Distribución espacial del flujo de calor en el suelo ajustado (G_{adj}) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	84
4.23. Distribución espacial del flujo de calor en el suelo ajustado (G_{adj}) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	85
4.24. Distribución espacial de la longitud de rugosidad (z_{om}) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	86

4.25. Distribución espacial de la longitud de rugosidad (z_{om}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	87
4.26. Distribución espacial de la resistencia aerodinámica (r_{ah}) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	89
4.27. Distribución espacial de la resistencia aerodinámica (r_{ah}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	90
4.28. Distribución espacial de la velocidad de fricción (u^*) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	91
4.29. Distribución espacial de la velocidad de fricción (u^*) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	92
4.30. Distribución espacial del flujo de calor sensible (H) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	94
4.31. Distribución espacial del flujo de calor sensible (H) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	95
4.32. Distribución espacial del diferencial de temperatura (dT) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	99
4.33. Distribución espacial del diferencial de temperatura (dT) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	100
4.34. Distribución espacial del flujo de calor latente (LE) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	101

4.35. Distribución espacial del flujo de calor latente (LE) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	102
4.36. Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia (ET_r) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	104
4.37. Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia (ET_r) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	105
4.38. Distribución espacial de la fracción de evapotranspiración de referencia (ET_rF) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	106
4.39. Distribución espacial de la fracción de evapotranspiración de referencia (ET_rF) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	107
4.40. Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	109
4.41. Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	110
4.42. Diagramas de caja de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para los diferentes usos de suelo: (a) Agua,(b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e) Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo y (2) 24 de octubre.	111
4.43. Distribución espacial de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	112

4.44. Distribución espacial de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.	113
4.45. Diagramas de caja de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para una pequeña área de la zona de estudio dedicada a la agricultura de riego. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo, (2) 23 de abril, (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.	116
4.46. Combinación en falso color(RGB-543) de una sección del área de estudio correspondiente a agricultura de riego: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	117
4.47. Distribución espacial de la ET_{24} en una sección del área de estudio correspondiente a agricultura de riego: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.	118

Índice de ecuaciones

2.0. Cálculo de la radiancia	12
2.1. Cálculo del flujo de calor latente	14
2.2. Radiación neta	14
2.3. Radiación de onda corta incidente	15
2.4. Transmisividad atmosférica	15
2.5. Presión atmosférica	15
2.6. Contenido de agua en la atmósfera	16
2.7. Presión de vapor cerca de la superficie	16
2.8. Coseno del ángulo solar de incidencia	16
2.10. Conversión de grados a radianes	17
2.11. Declinación solar	17
2.11. Ángulo horario	17
2.13. Ajuste estacional	17
2.13. Constante del ajuste estacional	17
2.14. Coseno del ángulo solar de incidencia sobre superficies planas	17
2.16. Distancia relativa entre la Tierra y el Sol	19
2.16. Reflectancia en el límite superior de la atmósfera	19
2.17. Reflectancia real de la superficie	20
2.19. Transmitancia efectiva para la radiación solar que incide sobre la superficie	20
2.19. Transmitancia efectiva para la radiación solar reflejada por la superficie	20
2.20. Ruta de la reflectancia	20
2.21. Albedo de banda ancha	21
2.22. Radiación de onda larga reflejada	21
2.23. Emisividad de banda ancha de la superficie	22

2.25. Índice de Área Foliar	22
2.27. Índice de Vegetación Ajustado al Suelo	22
2.27. Temperatura de la superficie	22
2.28. Radiancia térmica corregida	23
2.30. Transmisividad de banda ancha	23
2.31. Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada	24
2.31. Radiación de onda larga incidente	24
2.32. Emisividad atmosférica efectiva	24
2.33. Flujo de calor dentro del suelo en función del <i>NDVI</i>	24
2.35. Flujo de calor dentro del suelo en función del <i>LAI</i>	25
2.35. Flujo de calor sensible	25
2.36. Diferencial de temperatura	26
2.37. Temperatura de la superficie corregida por efectos de la topografía	26
2.38. Flujo de calor conducido dentro del suelo ajustado	27
2.39. Diferencial de temperatura ajustado a la temperatura del pixel caliente	28
2.40. Temperatura de la superficie corregida por efectos de la elevación a la cual se da el cambio de la pendiente de dT	29
2.41. Resistencia aerodinámica para la primera iteración	31
2.42. Velocidad de fricción para la primera iteración	31
2.43. Velocidad del viento a 200 m de altura	31
2.44. Coeficiente de ponderación de la velocidad del viento	32
2.45. Longitud de rugosidad en función del <i>LAI</i>	32
2.46. Longitud de rugosidad aplicada en la zona PAT	32
2.48. Longitud de rugosidad corregida por efectos topográficos	32
2.48. Densidad del aire	32
2.49. Velocidad de fricción después de la primera iteración	33
2.50. Resistencia aerodinámica después de la primera iteración	33
2.52. Flujo de calor sensible con resistencia aerodinámica extra	33
2.52. Resistencia aerodinámica extra	34
2.53. Longitud de Monin-Obukhov	34

2.55. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 200 m de altura en condiciones inestables	35
2.56. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 2 m de altura en condiciones inestables	35
2.57. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 0.1 m de altura en condiciones inestables	35
2.58. Parámetro de estabilidad a 200 m en condiciones inestables	35
2.59. Parámetro de estabilidad a 2 m en condiciones inestables	35
2.60. Parámetro de estabilidad a 0.1 m en condiciones inestables	36
2.61. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 200 m de altura en condiciones estables	36
2.62. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 2 m de altura en condiciones estables	36
2.63. Factor de corrección de estabilidad para la transferencia de calor atmosférico a 0.1 m de altura en condiciones estables	36
2.63. Flujo de calor latente del pixel caliente	37
2.64. Diferencial de temperatura del pixel caliente	37
2.66. Flujo de calor sensible del pixel caliente	38
2.66. Flujo de calor sensible del pixel frío	38
2.67. Flujo de calor latente del pixel frío	38
2.68. Diferencial de temperatura del pixel frío	38
2.69. Coeficiente a para el cálculo del diferencial de temperatura de la superficie	38
2.70. Coeficiente b para el cálculo del diferencial de temperatura de la superficie	38
2.71. Evapotranspiración de referencia	40
2.73. Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor en función de la temperatura	40
2.74. Temperatura media	40
2.75. Constante psicrométrica	41
2.75. Velocidad del viento a 2 m de altura sobre la superficie	41
2.77. Presión media de saturación de vapor	41

2.78. Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire	41
2.78. Presión real de vapor derivada de la temperatura del punto de rocío . .	41
2.79. Evapotranspiración instantánea	42
2.80. Calor latente de vaporización	42
2.81. Fracción de evapotranspiración de referencia	42
2.82. Evapotranspiración diaria	43
2.83. Término de corrección de la radiación solar en superficies inclinadas . .	43
2.84. Radiación solar diaria con cielo despejado	43

Abreviaturas

S_c	Ajuste estacional del tiempo solar
α	Albedo de la superficie
α_s	Albedo de banda ancha
SEBAL	Algoritmo para el Balance de Energía Superficial
h_c	Altura de los cultivos
z_1	Altura de 0.1 m sobre la superficie del suelo
z_2	Altura de 2 m sobre la superficie del suelo
θ_{hor}	Ángulo cenital sobre una superficie plana
θ_{rel}	Ángulo solar de incidencia
γ	Ángulo de aspecto de la superficie
ω	Ángulo horario
C_P	Calor específico del aire a presión constante
λ	Calor latente de vaporización
R_p	Camino de la radiancia en la banda térmica
W	Cantidad de agua presente en la atmósfera
K_t	Coefficiente de turbidez atmosférica
W_b	Coefficiente de ponderación
g	Constante de aceleración gravitacional
k	Constante de von Karman
R	Constante específica de los gases
$C_1 - C_5$	Constantes específicas para cada banda del satélite Landsat
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
d^2	Cuadrado de la distancia relativa Tierra-Sol
δ	Declinación de la Tierra
ρ_{air}	Densidad del aire
DJ	Día juliano
dT	Diferencial de temperatura
z	Elevación sobre el nivel del mar
ε_0	Emisividad de la superficie en todas las bandas
ε_{NB}	Emisividad de la superficie en la banda térmica
ε_a	Emisividad atmosférica efectiva
ET	Evapotranspiración
ET_r	Evapotranspiración de referencia
ET_{inst}	Evapotranspiración instantánea
ET_c	Evapotranspiración del cultivo
ET_{24}	Evapotranspiración diaria
L	Factor de ajuste del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo

$\Psi_{m(200m)}$	Factor de corrección de estabilidad atmosférica a 200 m
$\Psi_{h(2m)}$	Factor de corrección de estabilidad atmosférica a 2 m
$\Psi_{h(0,1m)}$	Factor de corrección de estabilidad atmosférica a 0.1 m
ET_rF	Fracción de evapotranspiración de referencia
G	Flujo de calor conducido dentro del suelo
G_{adj}	Flujo de calor ajustado conducido dentro del suelo
H	Flujo de calor sensible
LE	Flujo de calor latente
$NDVI$	Índice Diferencial de Vegetación Normalizado
LAI	Índice de Área Foliar
$SAVI$	Índice de Vegetación Ajustado al Suelo
ϕ	Latitud
z_{om}	Longitud de rugosidad
$Z_{om(mtn)}$	Longitud de rugosidad en superficies con topografía irregular
mde	Modelo Digital de Elevación
ND	Número Digital
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación
$x_{(200m)}$	Parámetro de estabilidad a 200 m en condiciones inestables
$x_{(2m)}$	Parámetro de estabilidad a 2 m en condiciones inestables
$x_{(0,1m)}$	Parámetro de estabilidad a 0.1 m en condiciones inestables
s	Pendiente de la superficie
P	Presión atmosférica
e_a	Presión de vapor cerca de la superficie
R_n	Radiación neta
R_{so}	Radiación solar
$R_{L\uparrow}$	Radiación de onda larga emitida
$R_{s\downarrow}$	Radiación solar de onda corta incidente
$R_{L\downarrow}$	Radiación de onda larga incidente
$ESUN_b$	Radiación solar exoatmosférica media
$L_{t,b}$	Radiancia espectral para la banda b
R_c	Radiancia térmica corregida
R_{sky}	Radiación térmica con cielo limpio
$LMIN_b$	Radiancia espectral correspondiente al ND mínimo
$LMAX_b$	Radiancia espectral correspondiente al ND máximo
$R_{out,s,b}$	Radiancia hemisférica reflejada

$R_{in,s,b}$	Radiancia hemisférica incidente
$\rho_{t,b}$	Reflectancia en el límite superior de la atmósfera para la banda b
$\rho_{s,b}$	Reflectancia de la superficie para la banda b
C_b	Relación de escalamiento para la banda b de Landsat
r_{ah}	Resistencia aerodinámica
$\rho_{a,b}$	Ruta de la reflectancia para la banda b
T_s	Temperatura de la superficie
T_{min}	Temperatura mínima
$T_{s\ mde}$	Temperatura de la superficie corregida por efectos de elevación
C_{rad}	Término de corrección para superficies con topografía irregular
$\tau_{in,b}$	Transmitancia efectiva de la radiación solar incidente
$\tau_{out,b}$	Transmitancia efectiva de la radiación solar reflejada
τ_{sw}	Transmisividad atmosférica
τ_{NB}	Transmisividad del aire
METRIC	Trazo de Mapas de Evapotranspiración de Alta Resolución con Calibración Interna
Q_{cal}	Valor calibrado del pixel en ND
Q_{calmin}	Valor calibrado mínimo
Q_{calmax}	Valor calibrado máximo
VSLP	Valle de San Luis Potosí
u^*	Velocidad de fricción
u_{200}	Velocidad del viento a una altura de 200m
u_w	Velocidad del viento medida

Mata Martínez Martha Adriana (2011). Estimación de la Evapotranspiración en el Valle de San Luis Potosí y zonas aledañas por medio de Imágenes de Satélite. Tesis de Maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. San Luis Potosí, México.

Palabras clave: Evapotranspiración, METRIC, San Luis Potosí

Resumen

La Evapotranspiración (ET) es el segundo término más importante en el balance hidrológico, el cual engloba la transferencia de agua de la superficie hacia la atmósfera por evaporación de los cuerpos de agua, del suelo desnudo, de la superficie de las plantas y por la transpiración de la vegetación. En zonas áridas y semi-áridas, alrededor del 90% de la precipitación puede llegar a ser consumida por la ET , por lo cual la ET determina el balance entre la recarga y la descarga de los acuíferos en los ecosistemas propios de estos climas. En este trabajo se validó la aplicación del método METRIC para generar estimaciones regionales de la variación espacial y estacional de la Evapotranspiración diaria (ET_{24}) en el Valle de San Luis Potosí (VSLP). Las estimaciones obtenidas fueron evaluadas en función de la clasificación de uso de suelo de la superficie, en las zonas de agricultura y de bosque se obtuvieron resultados acorde a los valores de ET_{24} reportados en la literatura. Las estimaciones obtenidas de ET_{24} y de las variables que intervinieron en su cálculo, son una valiosa aportación en el VSLP, debido a que son las primeras estimaciones regionales realizadas. METRIC tiene gran potencial de ser usado como una herramienta en el cálculo de la recarga espacio-temporal al acuífero de SLP.

Mata Martínez Martha Adriana (2011). Estimation of Evapotranspiration in the Valley of San Luis Potosí and surrounding areas by remote sensing. Master's Thesis. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. San Luis Potosí, México.

Keywords: Evapotranspiration, METRIC, San Luis Potosí

Abstract

Evapotranspiration (*ET*) is the second largest term in the terrestrial water budget, which includes the loss of water from the Earth's surface to the atmosphere by the processes of evaporation from open water bodies, bare soil, plant surfaces and transpiration from vegetation. In arid and semiarid zones, 90 % or more of the annual precipitation can be consumed by *ET*, therefore *ET* determines the balance between recharge and discharge from aquifers in these ecosystems. In this study, was used METRIC to compute daily evapotranspiration (ET_{24}) in the Valley of San Luis Potosí (VSLP). Daily *ET* estimates in agriculture and forested areas were consistent with those reported in the literature. The *ET* estimates obtained in this work are a valuable contribution in this region, because they are the first regional estimates in the VSLP. METRIC has the potential to be used as a tool in the estimation of potential aquifer recharge.

Capítulo 1

Introducción

Actualmente en todos los países del mundo se trabaja en mejorar la manera de administrar los recursos hídricos. Con el aumento requerido en la producción de alimentos para sostener a la población humana y preservar el equilibrio e integridad del medio ambiente se requiere de mayor precisión en la forma de cuantificar los componentes del ciclo hidrológico, incluyendo la evapotranspiración (Allen and Bastiaanssen, 2005).

La Evapotranspiración (*ET*) es el segundo término más importante en el balance hidrológico después de la precipitación, ya que engloba la transferencia de agua de la superficie hacia la atmósfera por evaporación de los cuerpos de agua, del suelo desnudo y de la superficie de las plantas, así como la transpiración de la vegetación (Glenn et al., 2007). La *ET* regula el ciclo hidrológico y el transporte de energía entre la biósfera, la atmósfera y la hidrósfera, por lo cual juega un papel importante en la hidrología, meteorología y agricultura. Su adecuada estimación es importante en la predicción y estimación de la esorrentía superficial y agua subterránea a escala regional, en la simulación de la circulación atmosférica y el cambio climático a escala global y en la programación del riego y cultivo en zonas agrícolas (Li et al., 2009). En zonas áridas y semi-áridas, alrededor del 90 % de la precipitación puede llegar a ser consumida por la *ET*, por lo cual la *ET* determina el balance entre la recarga y la descarga de los acuíferos en los ecosistemas propios de estos climas (Glenn et al., 2007).

Entre los factores que afectan la ET se encuentran las variables climáticas que proporcionan la energía para la vaporización. Entre ellas está la radiación solar que es la fuente de energía que puede transformar grandes cantidades de agua en vapor y que está determinada por la posición de la Tierra y su movimiento alrededor del sol. Otros factores que determinan la ET son la turbidez de la atmósfera y la presencia de nubes. La temperatura del aire también influye debido a que aumenta por la radiación solar absorbida por la atmósfera y el flujo de calor emitido por la Tierra, lo cual genera que el aire circundante transfiera energía a la vegetación ejerciendo un cierto control sobre las tasas de ET . La humedad del aire también actúa en la capacidad de remoción de vapor de la atmósfera: en zonas tropicales, a pesar de que el ingreso de energía es elevado, la demanda de ET disminuye debido a que el aire está ya cerca de la saturación y puede absorber menos agua adicional. Por último, si el aire que se encuentra sobre la superficie evaporante no se sustituye continuamente por un aire más seco, disminuye la capacidad de remoción de vapor de agua, por lo cual la velocidad del viento y la turbulencia del aire afectan, las tasas de ET . Algunos otros factores que afectan la ET son el tipo, etapa de desarrollo, altura y densidad de la vegetación, así como la cobertura, la fertilidad y el contenido de agua del suelo (Allen et al., 2006).

La ET no es simple de medir debido a la interacción natural de los procesos hidrológicos en las cuencas (Bastiaanssen et al., 2005). La ET puede ser medida a escala de campo sobre superficies con cobertura homogénea usando técnicas clásicas tales como la relación de Bowen, la covarianza de Eddy y los lisímetros (Gowda et al., 2008a). Sin embargo, la aplicación de estas técnicas a escala regional está limitada debido a que los resultados tienen que ser extrapolados, lo cual compromete su precisión. Tradicionalmente, la ET se ha estimado con un método que la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) recomienda y que es aplicado en muchos países (Allen et al., 2006). Este método consiste en la estimación de la evapotranspiración del cultivo (ET_c) usando una evapotranspiración de referencia (ET_r) y un coeficiente de cultivo (K_c), donde la ET_r se calcula usando el método de Penman-Monteith (PM). Este método establece la ET_r sobre un pasto en

óptimas condiciones de humedad con un valor constante de la resistencia del dosel considerando todo el pasto como una gran hoja. Sin embargo, la resistencia de la superficie puede variar de acuerdo al día, a las condiciones climáticas, a la radiación disponible y a la presión de vapor. La determinación del coeficiente de cultivo también es cuestionable debido a la gran cantidad de factores que pueden influir como el tipo y variedad de cultivo, su etapa de crecimiento y la cobertura del suelo (Courault et al., 2005).

La teledetección es reconocida como la única manera viable de generar mapas de la distribución espacial de las tasas de *ET* (Li et al., 2009). Para obtener la *ET* por medio de teledetección, se deben aplicar de forma secuencial un conjunto de ecuaciones para convertir las radiancias espectrales medidas por los satélites en características de la superficie como la temperatura, el albedo y los índices de vegetación. De esta manera, la *ET* es estimada como un residual del balance de energía de la superficie del suelo (Gowda et al., 2007). La ventaja principal de los balances de energía basados en los datos obtenidos por teledetección, es que se pueden cubrir grandes áreas y la información es fácil de obtener sin la necesidad de contar con extensas redes de monitoreo en campo (Bashir et al., 2008).

En años recientes, se han desarrollado diversos algoritmos para el cálculo de la *ET* con diferente grado de complejidad. Algunos de ellos involucran enfoques de “una fuente”, es decir que no distinguen entre la evaporación del suelo y la transpiración del dosel de la vegetación, ya que los consideran como una gran hoja. Para distinguir entre la Evaporación y la Transpiración, recientemente se han desarrollado algoritmos de “dos fuentes” los cuales reparten los intercambios de energía entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Estos dos enfoques han sido ampliamente aplicados y comparados en diferentes condiciones (Anderson et al., 2011; Sanchez et al., 2008; Allen et al., 2005; Gowda et al., 2008b; Goward et al., 1985).

En términos generales, la solución de un modelo de dos fuentes consiste en descomponer la temperatura en suelo y dosel de la vegetación, ya sea por la interacción de los flujos de calor latente tomando como hipótesis que la vegetación no está bajo estrés hídrico y que transpira a la tasa potencial o mediante la adquisición de da-

tos de temperatura radiométrica en varios ángulos para el cálculo del balance de energía del suelo y la vegetación respectivamente. Una de las desventajas principales de estos modelos es que requieren de una gran cantidad de mediciones de campo y de conocer la temperatura de la vegetación y del suelo por separado (Li et al., 2009).

Los modelos de una fuente suelen necesitar menor tiempo computacional y requieren de menos mediciones de campo en comparación con los modelos de dos fuentes. La principal diferencia entre los diferentes modelos de una fuente, es la manera en la que estiman el flujo de calor sensible (H). Entre ellos destaca SEBAL (Algoritmo para el Balance de Energía Superficial) que ha sido probado bajo diferentes condiciones climáticas en más de 30 países, con una precisión de 85 % a escala de campo y de 95 % en estimaciones diarias o estacionales (Bastiaanssen et al., 2005, 1998; Bastiaanssen, 2000). SEBAL calcula la ET instantánea pixel por pixel, y una de sus principales consideraciones es establecer una relación lineal entre la temperatura de la superficie y la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire. Esta relación se obtiene de coeficientes empíricos derivados de los puntos extremos para cada imagen de satélite (Allen et al., 2005). Entre las ventajas de SEBAL se encuentran que requiere un mínimo de datos de campo y que no es necesario realizar la corrección por efectos atmosféricos previo al procesamiento de las imágenes. Sin embargo, este método únicamente puede ser aplicado a superficies planas, por lo cual Allen et al. (2007b) desarrollaron el método METRIC (Trazo de Mapas de Evapotranspiración con Alta Resolución con Calibración Interna) a partir del modelo SEBAL para poder estimar ET en zonas de topografía irregular.

El método METRIC tiene mayor capacidad para capturar los impactos de advección, así como las condiciones cambiantes del viento y de humedad que se dan en las superficies con topografía irregular (Li et al., 2009). METRIC está diseñado para producir mapas de ET de alta resolución y precisión enfocándose en regiones de algunos cientos de kilómetros, en contraste con otros modelos como ALEXI (Anderson et al., 2004), diseñados para aplicarse a escala subcontinental (Allen et al., 2007b).

En 2005, los modelos SEBAL y METRIC fueron aplicados por Tasumi et al. (2005) en el Oeste de los Estados Unidos en un ambiente agrícola en un clima semiárido, para predecir la *ET* y comparar los resultados con mediciones tomadas por lisímetros. Los estudios de comparación mostraron que las estimaciones de *ET* generadas por ambos modelos correspondían con las mediciones obtenidas por los lisímetros. Los resultados mostraron que el error de SEBAL en la predicción de la *ET* acumulativa durante un período de 4 meses fue de 4.3 % y que la diferencia en la predicción de la *ET* obtenida por METRIC para un período de 6 meses fue de 2.2 %.

La zona en la que se estimara la *ET* se ubica en el Estado de San Luis Potosí, en la parte sur-occidental de este se localiza el acuífero del mismo nombre. Este acuífero abarca una extensión de 1980 km² que corresponde a los municipios de San Luis Potosí, Soledad de Graciano Sánchez, Mexquitic de Carmona, Cerro de San Pedro y Villa de Zaragoza. El clima de la región es semiárido con una precipitación media anual de 400 mm que ocurre principalmente en los meses de Junio a Septiembre y la temperatura media anual es de 17.5°C (Cotas and CNA, 2005). En la Fig. 1.1 se muestra como esta delimitado el acuífero.

De los métodos basados en la teledetección para realizar estimaciones de *ET*, se seleccionó el algoritmo METRIC después de haber realizado una revisión bibliográfica. METRIC fue seleccionado debido a que fue desarrollado para estimar la *ET* en una región con un clima semi-árido como el de la zona de estudio, requiere de pocas mediciones de campo e incluye algunos factores de corrección que posibilitan su aplicación en áreas de topografía irregular.

A la fecha, se han realizado algunas investigaciones hidrogeológicas en el VSLP enfocadas a analizar la calidad del agua subterránea y a determinar las fuentes de recarga al acuífero. Carrillo-Rivera et al. (1992) realizaron un estudio en el que examinaron la edad y las fuentes de recarga al agua subterránea profunda a través del uso de isótopos ambientales. Concluyeron que el agua subterránea poco profunda tiene un contenido muy variable de isótopos estables lo que indica una recarga reciente por infiltración local y que el agua subterránea profunda fue recargada durante las épocas del Pleistoceno Tardío y el Holoceno Medio. Posteriormente, Carrillo-Rivera

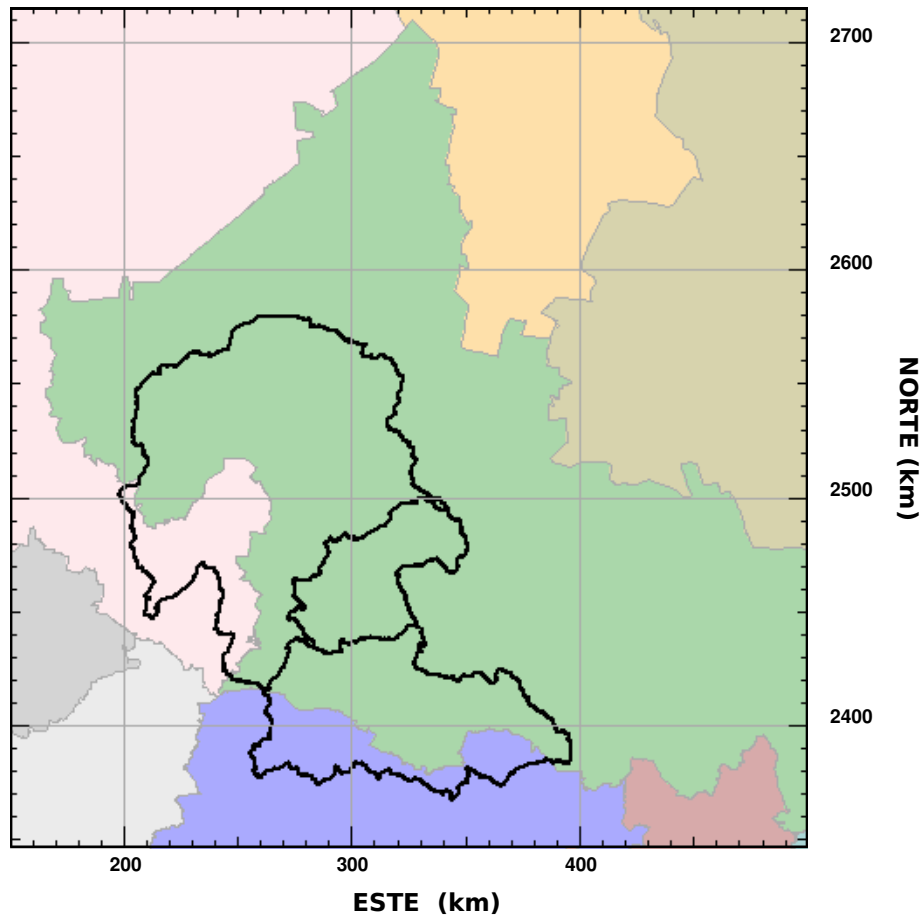


Figura 1.1: Área de estudio, en verde se muestra el Estado de SLP, las líneas de contorno negras muestran las tres cuencas hidrológicas que delimitan el acuífero de San Luis Potosí.

et al. (2002), analizaron la contaminación natural por Flúor del agua subterránea profunda en las cercanías de la ciudad de San Luis Potosí, encontrando que el área afectada creció 10 veces con respecto al año de 1962 y como parte de sus conclusiones sugirieron áreas para la localización de nuevos pozos de extracción y una técnica para el control de las altas concentraciones de Flúor. Recientemente, Ramos-Leal et al. (2007) aplicaron un modelo para caracterizar hidrogeoquímicamente el acuífero del VSLP, identificando cuatro tipos de aguas y por medio de lo cual concluyeron que el área de recarga al acuífero se encuentra situada en la parte SE del valle.

La finalidad de este trabajo es contribuir al desarrollo de un modelo hidrogeológico del acuífero del V SLP. Los mapas de *ET* generados por METRIC serán un com-

ponente importante para calcular la recarga espacio-temporal al acuífero, dado que la *ET* es una componente que debe ser evaluada de forma independiente en los balances hídricos.

En el capítulo siguiente se describe la metodología aplicada para estimar la distribución espacial de la *ET*, en el capítulo 3 se muestra la validación del algoritmo desarrollado, en el capítulo 4 se presentan las estimaciones obtenidas de las variables principales, en el capítulo 5 se discuten los resultados alcanzados y por último en el capítulo 6 se presentan las conclusiones de este trabajo.

Capítulo 2

Metodología

En este trabajo se estimó la variación espacial e intra-anual de la Evapotranspiración (*ET*) en una región semi-árida de México, utilizando imágenes de satélite con las cuales se realiza el balance de energía de la superficie y por consiguiente, la *ET*. El procedimiento que se utilizó fue desarrollado por Allen et al. (2007b) en la Universidad de Idaho en los Estados Unidos y ha sido aplicada en la determinación del consumo de agua de la vegetación, en la optimización de la cantidad de agua utilizada para irrigación, en la planeación y regulación de los derechos del agua y en la estimación de las tasas de extracción de algunos acuíferos, como el acuífero del Río Snake y el acuífero del Valle Boise, ambos en el noreste de los Estados Unidos (Allen et al., 2007a).

2.1. Datos de entrada

Adicionalmente a las imágenes de satélite, es necesario contar con datos climatológicos de una estación meteorológica ubicada dentro de la zona cubierta por la imagen satelital, un mapa de uso de suelo y la topografía del área de estudio.

2.1.1. Imagen de satélite

Para aplicar el modelo METRIC se requiere de imágenes de satélite captadas en condiciones de cielo totalmente descubierto ya que la presencia de nubes afecta la estimación de la *ET*, debido al impacto que genera la sombra de las nubes sobre la reflectancia de la superficie que es captada en todas las bandas.

Las imágenes que se utilizaron fueron obtenidas mediante el Visor de Visualización Global (<http://glovis.usgs.gov/>) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). En la tabla 2.1 se presentan las imágenes utilizadas en este trabajo.

Cuadro 2.1: Imágenes de satélite usadas para estimar y validar la *ET*

Path/Row	DJ	Fecha	GMT	Sensor
28/44	89	30/03/2001	16:51	TM
28/45	89	30/03/2001	16:51	TM
28/45	113	23/04/2001	17:01	ETM+
28/45	145	25/05/2001	17:01	ETM+
28/44	297	24/10/2001	16:50	TM
28/45	297	24/10/2001	16:51	TM
30/35	178	27/06/2005	17:07	TM

2.1.2. Modelo Digital de Elevación

El Modelo Digital de Elevación (MDE) se obtuvo a partir de imágenes de radar capturadas por la Misión Topográfica de Radar (SRTM). Esta misión voló del 11 al 22 de Febrero de 2000 y adquirió datos de más del 80 % de la superficie de la Tierra entre 60° de latitud norte y 57° de latitud sur con una precisión vertical absoluta de 16 metros (90 % de confiabilidad). Los datos están disponibles con una resolución de 30 m para regiones dentro de Estados Unidos y de 90 m para el resto del mundo y son distribuidos gratuitamente por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) de los Estados Unidos y la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA) de Alemania.

La resolución espacial de los productos SRTM para México es de 90 m, por lo

cual, el MDE fue remuestreado a una resolución de 30 m utilizando el método de interpolación bilineal para que tuviera la misma resolución que las imágenes de Landsat. Dado que el MDE se encontraba en el Sistema de Coordenadas Geográficas, fue necesario re proyectarlo a coordenadas UTM utilizando el método de interpolación del vecino más cercano.

2.1.3. Mapa de Uso de Suelo

La clasificación de Uso de Suelo en el área de estudio se generó a partir de las cartas F1401, F1404 y F1407 de Uso del Suelo y Vegetación a escala de 1:250000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI,2001).

El área fue clasificada en 9 tipos de Uso de Suelo: (1) Agricultura de temporal, (2) Agricultura de riego, (3) Pastizal, (4) Matorral, (5) Bosque, (6) Cuerpos de Agua, (7) Zona urbana, (8) Otros tipos de vegetación, y (9) Áreas sin vegetación. El mapa de Uso de Suelo en la zona de estudio se presenta en la Fig. 2.1.

2.1.4. Datos climatológicos

Los datos climatológicos para estimar la *ET* en el VSLP y las zonas aledañas se obtuvieron de la estación meteorológica ubicada en el Aeropuerto Internacional Ponciano Arriaga ubicado en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez; fueron consultados a través del portal <http://www.wunderground.com>.

2.2. Correcciones radiométricas

El cálculo de la radiancia es un paso fundamental para hacer que los datos de las imágenes de diferentes sensores y/o fechas de adquisición estén en una escala radiométrica común.

METRIC requiere la calibración radiométrica de las imágenes para estimar la *ET*. Varios autores (Markham and Barker (1986), Chander and Markham (2003), Chan-

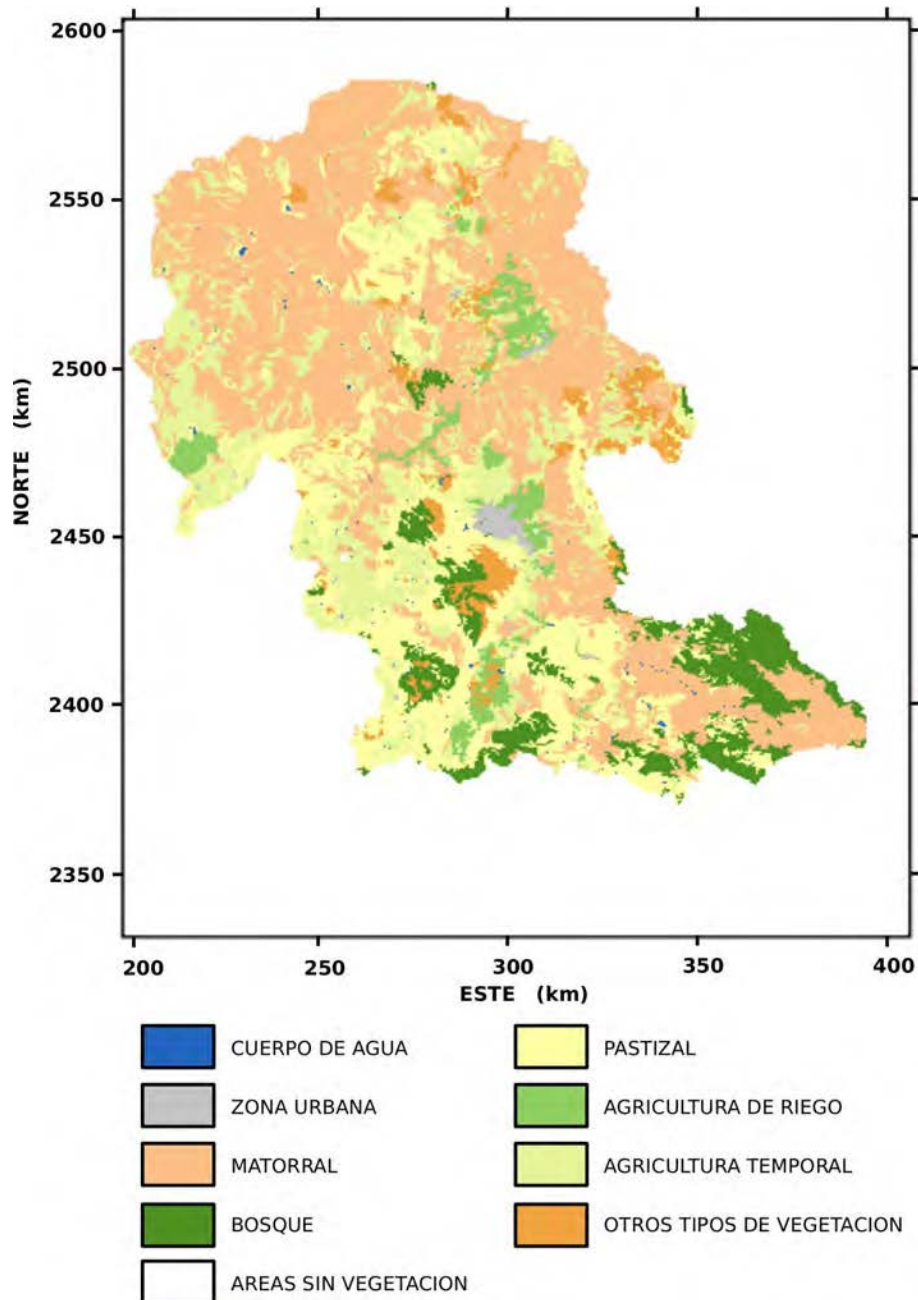


Figura 2.1: Mapa de uso de suelo. En el centro de la imagen se observa la Cd. de San Luis Potosí.

der et al. (2009)) han presentando diferentes parámetros para convertir los Números Digitales (ND) almacenados en las imágenes de los satélites Landsat a radiancia ($L_{t,b}$). Para realizar la corrección radiométrica de las imágenes se aplicaron los coeficientes presentados en Chander et al. (2009), usando la siguiente ecuación:

Cuadro 2.2: Rangos dinámicos de post-calibración e irradiancia solar exoatmosférica media.

Landsat 5 TM			
Banda	$LMIN_b$	$LMAX_b$	$ESUN_b$
1	-1.52	193	1983
2	-2.84	365	1796
3	-1.17	264	1536
4	-1.51	221	1031
5	-0.37	30.2	220
6	1.238	15.303	N/A
7	-0.15	16.5	83.44
Landsat 7 ETM+			
Banda	$LMIN_b$	$LMAX_b$	$ESUN_b$
1	-6.2	191.6	1997
2	-6.4	196.5	1812
3	-5.0	152.9	1533
4	-5.1	241.1	1039
5	-1.0	31.06	230.8
61	0.0	17.04	N/A
62	3.2	12.65	N/A
7	-0.35	10.8	84.9
8	-4.7	243.1	1362

$$L_{t,b} = \left(\frac{LMAX_b - LMIN_b}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) (Q_{cal} - Q_{calmin}) + LMIN_b \quad (2.1)$$

donde Q_{cal} es el valor calibrado del pixel, $LMIN_b$ es la radiancia espectral correspondiente al valor ND mínimo, $LMAX_b$ es la radiancia espectral que corresponde al valor ND máximo, Q_{calmin} es el valor mínimo calibrado correspondiente a $LMIN_b$ (ND=0) y Q_{calmax} es el valor máximo calibrado que corresponde a $LMAX_b$ (255). La tabla 2.2 se muestran los parámetros $LMAX_b$, $LMIN_b$ y $ESUN_b$ para cada banda de los satélites Landsat 5 y Landsat 7.

2.3. Descripción de METRIC

El método que se aplicó para estimar la ET en el Valle de San Luis Potosí y zonas aledañas es denominado METRIC (Trazo de Mapas de Evapotranspiración con Alta

Resolución con Calibración Interna) descrito por Allen et al. (2007b), en la Fig. 2.3 se muestra su esquema general. Este método determina la ET mediante la aplicación de un balance de energía a cada pixel de la imagen, donde la energía consumida por el proceso de ET se calcula de la siguiente manera:

$$LE = R_n - G - H \quad (2.2)$$

donde LE es la energía consumida por la ET , R_n es la radiación neta (la suma de la radiación de onda corta y de onda larga que incide y es emitida por la superficie), G es el flujo de calor conducido dentro del suelo y H es el flujo de calor sensible por la convección del aire. Todos los parámetros anteriores están expresados en $W m^{-2}$.

2.3.1. Radiación neta (R_n)

La radiación neta (R_n) que incide sobre la superficie de la Tierra es básicamente redistribuida en tres procesos. Una parte es usada para calentar el aire cerca de la superficie (flujo de calor sensible, H), otra parte es usada para evaporar el agua (flujo de calor latente, LE) y el resto es absorbido o conducido dentro del suelo o del agua (flujo de calor dentro del suelo, G) (Tasumi, 2003). El balance de la radiación en la superficie está descrito por:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2.3)$$

donde $R_{s\downarrow}$ es la radiación de onda corta que incide sobre la superficie ($W m^{-2}$), α es el albedo de la superficie (adimensional), $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga incidente ($W m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga reflejada ($W m^{-2}$) y ε_0 es la emisividad térmica superficial de banda ancha (adimensional). El término $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$ representa la fracción de la radiación de onda larga incidente que es reflejada por la superficie. En la Fig. 2.2 se muestra un esquema sobre el balance de la radiación, donde la R_n esta dada por la sustracción de todos los flujos de radiación emitidos y reflejados desde la superficie de la Tierra de los flujos de radiación solar y de radiación de onda larga que inciden sobre ella.

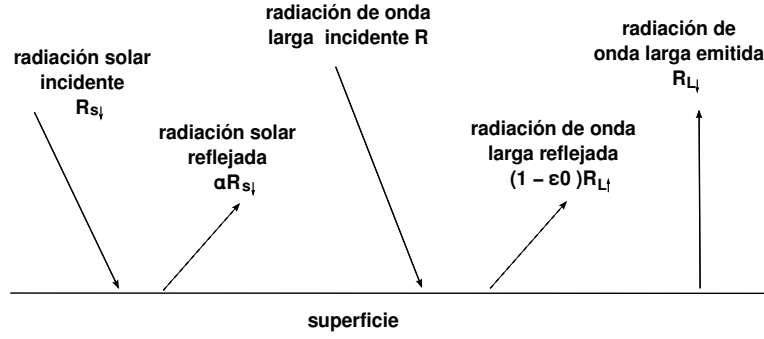


Figura 2.2: Balance de radiación sobre la superficie de la Tierra (Tasumi, 2003).

Radiación de onda corta incidente ($R_{s\downarrow}$)

La radiación de onda corta $R_{s\downarrow}$ (W m^{-2}) que incide sobre la superficie de la Tierra representa la principal fuente de energía para la *ET* y es calculada como:

$$R_{s\downarrow} = \frac{G_{sc} \cos\theta_{rel} \tau_{sw}}{d^2} \quad (2.4)$$

donde G_{sc} es la constante solar (1367 W m^{-2}), θ_{rel} es el ángulo de incidencia solar, d^2 es la distancia relativa entre la Tierra y el Sol al cuadrado y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica, la cual está definida por:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146 P}{K_t \cos\theta_{hor}} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos\theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (2.5)$$

donde P es la presión atmosférica (kPa), W es la cantidad de agua en la atmósfera (mm) y θ_{hor} es el ángulo cenital sobre una superficie horizontal. K_t es el coeficiente de turbidez $0 < K_t, \leq 1,0$ donde $K_t = 1,0$ para aire limpio y $K_t = 0,5$ para aire extremadamente turbio, con polvo o contaminado. La presión atmosférica es calculada como:

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (2.6)$$

donde 293 es la temperatura estándar del aire (K), y z es la elevación sobre el nivel del mar (m). El contenido de agua en la atmósfera (W) se calcula usando la presión de vapor cerca de la superficie medida o estimada de una estación meteorológica

representativa, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$W = 0,14 e_a P + 2,1 \quad (2.7)$$

donde e_a es la presión de vapor cerca de la superficie (kPa), la cual es calculada a partir de la temperatura de rocío (T_r):

$$e_a = 0,611 \exp \left[\frac{17,27 T_r}{T_r + 237,3} \right] \quad (2.8)$$

El ángulo solar de incidencia es el ángulo entre el rayo solar y una línea perpendicular a la superficie terrestre. Para superficies horizontales, θ_{rel} es equivalente al ángulo cenital solar. Sin embargo, para superficies con topografía irregular, θ_{rel} en la ecuación 2.4 debe calcularse pixel por pixel, usando la pendiente de la superficie y la información de aspecto derivada de un modelo digital de elevación y la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \cos \theta_{rel} = & \text{sen}(\delta) \text{sen}(\phi) \cos(s) - \text{sen}(\delta) \cos(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\gamma) \text{sen}(s) \text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (2.9)$$

donde δ es la declinación de la Tierra, ϕ es la latitud del pixel, s es la pendiente de la superficie (donde $s = 0$ para una superficie plana y $s = \pi/2$ radianes para una pendiente vertical); γ es el ángulo de aspecto de la superficie, donde $\gamma = 0$ para pendientes orientadas al sur, $\gamma = -\pi/2$ radianes para superficies orientadas al este, $\gamma = +\pi/2$ radianes para pendientes orientadas al oeste y $\gamma = \pm\pi$ radianes para pendientes orientadas al norte. El parámetro ω es el ángulo horario, donde $\omega = 0$ al mediodía solar, ω es negativo por la mañana y ω es positivo por la tarde. Las ecuaciones para calcular la declinación de la Tierra y el ángulo horario fueron tomadas de ASCE-EWRI (2005).

La latitud, ϕ , expresada en radianes es positiva para el Hemisferio Norte y negativa para el Hemisferio Sur. La conversión de grados decimales a radianes está dada

por:

$$Radianes = \frac{\pi(\text{grados})}{180} \quad (2.10)$$

La declinación solar es calculada como:

$$\delta = 0,409 \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi DJ}{365} - 1,39 \right) \quad (2.11)$$

y el ángulo horario está dado por:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c] - 12 \quad (2.12)$$

donde t es la hora de adquisición de la imagen, L_z es la longitud del centro de la zona horaria local, L_m es la longitud del sitio donde se mide la radiación solar y S_c es el ajuste estacional del tiempo solar, que se determina como sigue:

$$S_c = 0,1645 \operatorname{sen}(2b) - 0,1255 \operatorname{cos}(b) - 0,025 \operatorname{sen}(b) \quad (2.13)$$

$$b = \frac{2\pi(DJ - 81)}{364} \quad (2.14)$$

donde DJ es el día juliano del año y b está en radianes. El ángulo horario $\theta = 0$ al medio día solar, es negativo por la mañana y es positivo por la tarde.

Para superficies planas, donde la pendiente y el aspecto son ignorados, la ecuación 2.9 se reduce a:

$$\cos \theta_{hor} = \operatorname{sen}(\delta) \operatorname{sen}(\phi) + \operatorname{cos}(\delta) \operatorname{cos}(\phi) \operatorname{cos}(\omega) \quad (2.15)$$

el cual es el ángulo solar usado en la ecuación 2.5.

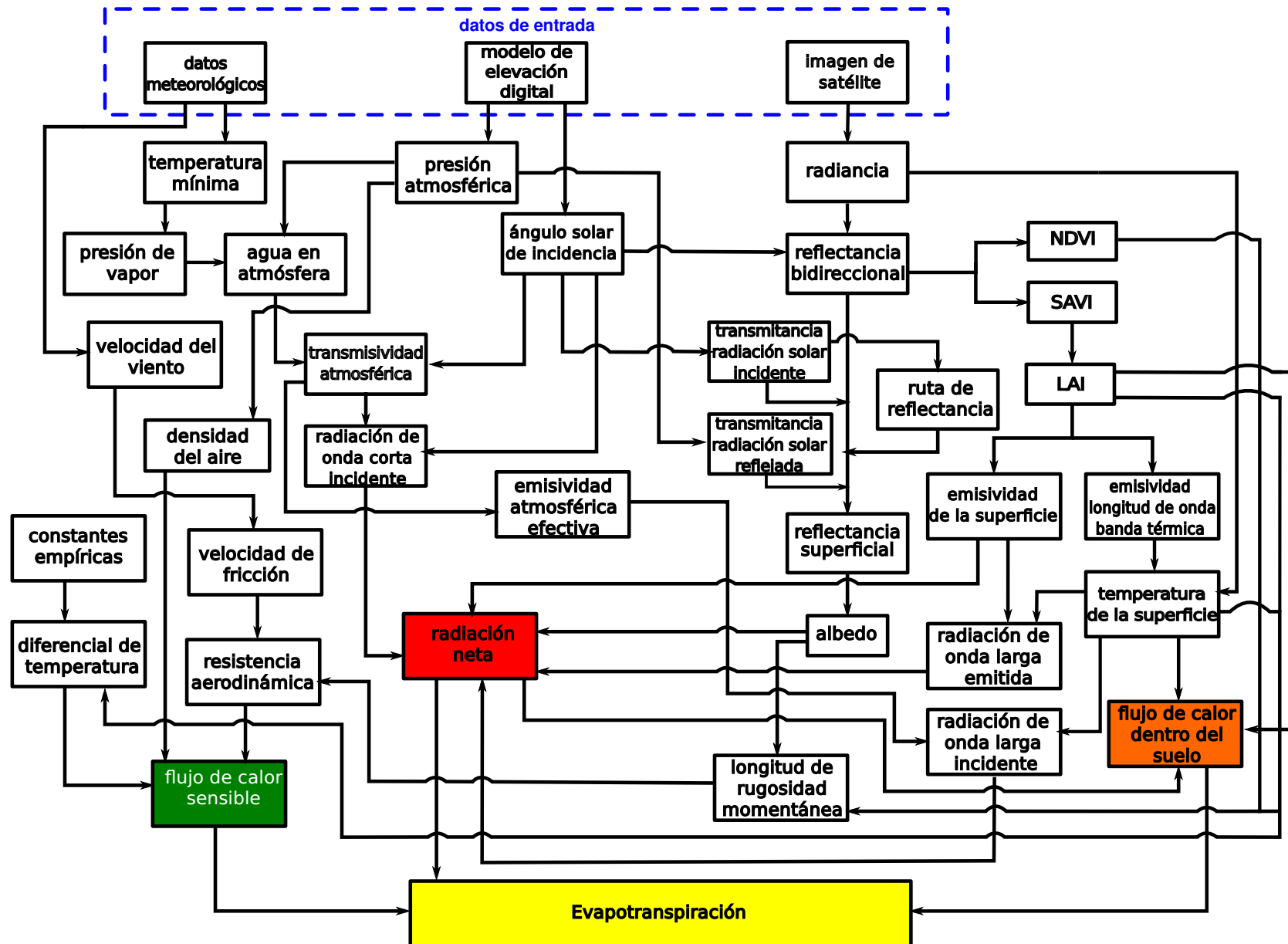


Figura 2.3: Esquema general de METRIC para estimar la distribución espacial de la ET.

La distancia relativa entre la Tierra y el Sol es calculada en función del día juliano (DJ), usando la siguiente ecuación:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos(DJ 2\pi/365)} \quad (2.16)$$

Albedo de la superficie (α)

La energía solar reflejada desde la superficie de la Tierra que es observada por el satélite, es impactada por la atenuación y la dispersión atmosférica entre el sensor del satélite y la superficie de la Tierra. Los efectos atmosféricos deben ser eliminados durante la estimación de la reflectancia de la superficie y del albedo para poder calcular el balance de energía de la superficie de la Tierra.

El albedo es la proporción entre la radiación solar (de onda corta) que incide sobre la superficie y la reflejada por ésta; representa la reflectancia integrada a través del espectro de onda corta (0.2 a 3.2 μm). El albedo es calculado por la integración de las reflectancias de las bandas representativas del satélite, que en el caso de Landsat son las bandas 1-5 y 7.

Para calcular el albedo es necesario calcular primero la reflectancia en el satélite o en el límite superior de la atmósfera, ($\rho_{t,b}$), para cada una de las bandas del satélite (b):

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi L_{t,b} d^2}{ESUN_b \cos \theta_{rel}} \quad (2.17)$$

donde la radiancia espectral $L_{t,b}$ es igual a la energía reflejada medida en la banda b del satélite ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), θ_{rel} es el ángulo solar de incidencia, d^2 es la distancia entre la Tierra y el Sol en unidades astronómicas y $ESUN_b$ es la radiación solar exoatmosférica media para la banda b ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$). En la última columna de la Tabla 2.2 se presentan los valores de $ESUN_b$ para Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+ usando el espectro de Thuillier et al. (2003). Este espectro es recomendado por el Grupo de Trabajo en Calibración y Validación (WGCV) del Comité de Satélites pa-

ra la Observación de la Tierra (CEOS) para ser usado en aplicaciones basadas en la observación de la Tierra que usen la irradiancia exoatmosférica solar media, ya que se considera a este espectro como el más preciso (Chander et al., 2009). Con la ecuación 2.17 se obtiene la reflectancia (BD) en el satélite, pero para calcular el albedo es necesaria la reflectancia real en la superficie, ($\rho_{s,b}$) que se calcula como:

$$\rho_{s,b} = \frac{R_{out,s,b}}{R_{in,s,b}} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} \tau_{out,b}} \quad (2.18)$$

donde $R_{in,s,b}$ y $R_{out,s,b}$ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$) representan la radiancia hemisférica incidente y reflejada por la superficie, $\tau_{in,b}$ es la transmitancia efectiva para la radiación solar que incide sobre la superficie correspondiente a la banda b , $\tau_{out,b}$ es la transmitancia efectiva para la radiación solar reflejada por la superficie correspondiente a la banda b y $\rho_{a,b}$ es la ruta de la reflectancia para la banda b . Las variables $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$ representan la atenuación de la radiación directa y difusa que son calculadas usando ecuaciones derivadas para cada banda del satélite:

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \theta_{hor}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_{hor}} \right] + C_5 \quad (2.19)$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (2.20)$$

donde C_1 – C_5 son constantes específicas para cada satélite, y θ_{hor} es el ángulo cenital solar de la Ec. 2.15. El parámetro η es el ángulo relativo de visión del satélite a la perpendicular desde una superficie plana horizontal, el cual es cero para una vista del nadir y $\pi/2$ radianes para un ángulo de visión horizontal. Landsat tiene un ángulo de visión nadir, y por lo tanto el $\cos \eta = 1$. La ruta de la reflectancia es una proporción de la cantidad de radiación dispersada y absorbida en un solo sentido, representada por $1 - \tau_{in,b}$:

$$\rho_{a,b} = C_b (1 - \tau_{in,b}) \quad (2.21)$$

donde C_b determina la relación de escala con los valores reportados para Landsat mostrados en la tabla 2.3.

Cuadro 2.3: Constantes C_1 – C_5 de las Ecuaciones 2.19 y 2.20, C_b de la Ec. 2.21 y W_b de la Ec. 2.22

Coef.	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
C_1	0.987	2.319	0.951	0.375	0.234	0.365
C_2	-0.00071	-0.00016	-0.00033	-0.00048	-0.00101	-0.00097
C_3	0.000036	0.000105	0.00028	0.005018	0.004336	0.004296
C_4	0.0880	0.0437	0.0875	0.1355	0.0560	0.0155
C_5	0.0789	-1.2697	0.1014	0.6621	0.7757	0.639
C_b	0.640	0.310	0.286	0.189	0.274	-0.186
W_b	0.254	0.149	0.147	0.311	0.103	0.036

Albedo de banda ancha (α_s)

El albedo de banda ancha se calcula mediante la integración de la reflectancia de las bandas dentro del espectro de onda corta, usando la siguiente función:

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} W_b] \quad (2.22)$$

donde W_b es el coeficiente de ponderación que representa la fracción de la radiación solar en la superficie que ocurre dentro del rango espectral representado por una banda específica, y n es el número de las bandas del satélite que se integran.

Radiación de onda larga reflejada ($R_{L\uparrow}$)

La radiación de onda larga reflejada ($R_{L\uparrow}$) emitida desde la superficie es impulsada por la temperatura y la emisividad de la superficie. Este término ($R_{L\uparrow}$) es calculado usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (2.23)$$

donde ε_0 es la emisividad de banda ancha de la superficie (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) y T_s es la temperatura de

la superficie (K). La emisividad de la superficie es calculada usando la siguiente ecuación:

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01LAI \quad \text{cuando} \quad LAI \leq 3 \quad (2.24)$$

$$\varepsilon_0 = 0,98 \quad \text{cuando} \quad LAI > 3 \quad (2.25)$$

donde LAI (m^2m^{-2}) es el índice de área foliar, que representa la relación entre el área foliar total de superficie de las hojas (de un lado de las hojas) por unidad de área de suelo. El LAI es un indicador de biomasa y de la resistencia del dosel al flujo de vapor y es calculado con la siguiente ecuación:

$$LAI = -\frac{\ln[(0,69 - SAVI_{ID})/0,59]}{0,91} \quad (2.26)$$

donde $SAVI$ es el Índice de Vegetación Ajustado al Suelo, que se calcula como:

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{L + (\rho_{t,4} + \rho_{t,3})} \quad (2.27)$$

En METRIC, el LAI es derivado a partir del $SAVI$, el cual fue desarrollado para minimizar los efectos (ruido) del suelo en el espectro del dosel de la vegetación mediante un factor de ajuste L . Este factor varía inversamente con la cantidad de vegetación presente en la superficie (Huete, 1988). Para los cálculos realizados en el VSLP, se estableció el factor $L=0.1$ para todas las fechas analizadas.

La temperatura de la superficie (T_s) es calculada para las imágenes Landsat usando una ecuación modificada de Plank, la cual incluye correcciones atmosféricas y la emisividad de la superficie (Markham and Barker, 1986):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln[(\varepsilon_{NB}K_1/R_c) + 1]} \quad (2.28)$$

donde ε_{NB} es la emisividad correspondiente a la longitud de onda de la banda térmica del satélite. R_c es la radiancia térmica de la superficie corregida usando la radian-

cia espectral $L_{t,6}$ de la banda 6 de Landsat, la cual es la banda térmica. Las constantes K_1 y K_2 son $K_1 = 607,8$ y $K_2 = 1261 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ para Landsat 5 y $K_1 = 666,1$ y $K_2 = 1283 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ para Landsat 7.

La radiancia térmica corregida ($R_c \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es calculada como:

$$R_c = \frac{L_{t,6} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB})R_{sky} \quad (2.29)$$

donde $L_{t,6}$ es la radiancia espectral de la banda 6 ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), R_p es el camino de la radiancia en la longitud $10,4 - 12,5 \mu\text{m}$ ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), R_{sky} es la radiación térmica de la banda con cielo limpio ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) y τ_{NB} es la trasmisividad del aire (en el rango de $10.4-12.5 \mu\text{m}$).

El cálculo de los valores para R_p y τ_{NB} requiere del uso de un modelo de simulación de transferencia radiativa, como MODTRAN (Berk et al., 1983), en ausencia de éste se pueden utilizar los siguientes valores $R_p = 0,91$, $\tau_{NB} = 0,866$, y $R_{sky} = 1,32 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ que generan resultados más precisos y consistentes que cuando se ignoran las correcciones atmosféricas. El uso de estos valores produce una corrección atmosférica general para condiciones de cielo limpio.

La trasmisividad de banda ancha, ε_{NB} , representa la emisividad de la superficie dentro del rango de la banda térmica del satélite y es estimada como:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{NB} &= 0,97 + 0,0033LAI \quad \text{cuando } LAI \leq 3 \\ \varepsilon_{NB} &= 0,98 \quad \text{cuando } LAI > 3 \end{aligned} \quad (2.30)$$

La ecuación 2.30 es aplicada cuando el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada $NDVI > 0$, lo que indica suelo o vegetación, mientras que $NDVI \leq 0$ indica la presencia de agua o nieve, en donde ε_{NB} y ε_0 son estimadas como 0.985.

El NDVI (Deering, 1978) es la relación de las diferencias en las reflectancias en la banda del infrarojo cercano y en banda del rojo. En el caso de las imágenes Landsat,

las bandas correspondientes son la banda 4 y la banda 3:

$$NDVI = \frac{(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{(\rho_{t,4} + \rho_{t,3})} \quad (2.31)$$

Radiación de onda larga incidente ($R_{L\downarrow}$)

La radiación de onda larga incidente es el flujo de radiación térmica originado en la atmósfera ($W m^{-2}$) y tradicionalmente es calculada usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (2.32)$$

donde T_a es la temperatura del aire cerca de la superficie (K) y ε_a , es la emisividad atmosférica efectiva (adimensional):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (2.33)$$

donde τ_{sw} es la transmisividad atmosférica de banda ancha para la radiación de onda corta calculada de la Ec. 2.5. En la mayoría de las aplicaciones de METRIC (Allen et al., 2005; Gowda et al., 2008a; Chavez et al., 2009), la temperatura de la superficie (T_s) de cada pixel ha sido usada para sustituir T_a en la Ec. 2.32, lo que sugiere que la radiación de onda larga que incide varía a través de la imagen en proporción de la temperatura de la superficie.

2.3.2. Flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor conducido por el suelo (G) es la tasa de calor almacenado en el suelo y vegetación debido a la conducción del calor. Las aplicaciones generales de METRIC calculan G como una proporción G/R_n usando una ecuación desarrollada por Bastiaanssen (1995) que representa los valores cercanos al medio día:

$$\frac{G}{R_n} = (T_s - 273,15)(0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4) \quad (2.34)$$

donde T_s , es la temperatura de la superficie (K) y α es el albedo de la superficie. Esta ecuación sugiere que G/R_n incrementa de forma proporcional con el albedo (indicador de suelos desnudos, que a menudo tienen alta reflectancia) y disminuye con el incremento de la vegetación (debido a la sombra producida por el dosel). Esta fue la ecuación aplicada en el proceso de validación.

Por otra parte, Tasumi (2003) desarrolló otra ecuación que también ha sido aplicada en METRIC, y que está en función del LAI:

$$\begin{aligned} \frac{G}{R_n} &= 0,05 + 0,18 \exp^{-0,521 LAI} \quad LAI \geq 0,5 \\ \frac{G}{R_n} &= 1,80(T_s - 273,15)/R_n + 0,084 \quad LAI < 0,5 \end{aligned} \quad (2.35)$$

En los cálculos realizados para este trabajo se aplicó la Ec. 2.35, la cual sugiere que la proporción G/R_n es menor conforme aumenta el LAI y que para las superficies de suelo desnudo G se incrementa en función de la temperatura.

2.3.3. Flujo de calor sensible (H)

METRIC difiere de SEBAL principalmente en la forma en la cual se realiza la calibración específica de H ($W m^{-2}$) para cada imagen de satélite. En ambos modelos el flujo de calor sensible es estimado a partir de la siguiente ecuación aerodinámica:

$$H = \rho_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (2.36)$$

donde ρ_{air} es la densidad del aire ($kg m^{-3}$), C_p es el calor específico del aire a una presión constante ($J kg^{-1} K^{-1}$) y r_{ah} es la resistencia aerodinámica ($s m^{-1}$) entre dos alturas cerca de la superficie, z_1 y z_2 (generalmente 0.1 y 2 m) calculada como una función de la rugosidad aerodinámica estimada para cada pixel en particular. En la Fig. 2.5 se muestra un diagrama de flujo del procedimiento iterativo requerido para

estimar H .

El parámetro dT (K) representa la diferencia de temperatura cerca de la superficie entre z_1 y z_2 , el cual es usado en la ecuación 2.36 debido a la dificultad de estimar con exactitud la temperatura de la superficie a partir de los datos del satélite y se determina como:

$$dT = a + bT_{s\ mde} \quad (2.37)$$

donde a y b son constantes determinadas empíricamente para cada imagen de satélite y $T_{s\ mde}$ es la temperatura de la superficie ajustada a una elevación arbitraria para cada pixel de la imagen usando un modelo digital de elevación. El uso de $T_{s\ mde}$ en la ecuación 2.37 corrige los impactos por la disminución de la temperatura debido al incremento de la elevación.

Ajuste de la temperatura de la superficie a una elevación común

Generalmente, la temperatura del aire disminuye de 5°C a 10°C por cada kilómetro que la elevación se incrementa bajo condiciones estables. Dado que la temperatura de la superficie está en fuerte equilibrio con la temperatura del aire, se pueden observar decrementos similares en la temperatura de la superficie. Para calcular dT , se crea un mapa “artificial” de la tasa de disminución de la temperatura de la superficie suponiendo que la tasa a la cual disminuye es la misma que la de una masa típica de aire (Allen et al., 2008). La temperatura corregida se calcula como:

$$T_{s\ mde} = T_s + C_i \Delta z \quad (2.38)$$

donde C_i es la tasa de disminución de la temperatura, Δz es la elevación de cada pixel menos la elevación de un dato de elevación arbitrario (datum, en m) donde $T_{s\ mde}$ es especificado igual a T_s . El término Δz es positivo si la elevación del pixel es mayor que la del datum. El gradiente adiabático del aire saturado es de aproximadamente $6.5\ \text{K}/1000\ \text{m}$, mientras que para el aire seco este gradiente es de alrededor de $10\ \text{K}/1000\ \text{m}$. La tasa de disminución es generalmente ajustada para cada ima-

gen y fecha graficando un número de píxeles seleccionados aleatoriamente contra la elevación (Allen et al., 2008).

Ajuste de G a suelos desérticos

En algunas aplicaciones de METRIC (Allen et al., 2008), la función de G fue ajustada durante su aplicación en suelos desérticos para tomar en cuenta la delaminación y las diferencias en porosidad, estructura y otros efectos que causan que estos suelos tengan características opuestas a los suelos agrícolas. Las capas superiores de los suelos agrícolas cultivados frecuentemente son alterados por actividades rutinarias como la labranza y el crecimiento de maleza. Estas alteraciones tienden a promover una estructura uniforme y una menor compactación del suelo, de manera que en estos suelos no se forman cortezas, agrietamientos ni delaminaciones.

Por otra parte, en suelos desérticos, donde la vegetación es escasa y la capa superior del suelo no es modificada por largo tiempo, frecuentemente se forma una costra delgada sobre la superficie del suelo. Esta capa reduce la transferencia de energía por conducción a la capa subyacente del suelo y por lo tanto disminuye la conducción del calor dentro del suelo (G). Además, la carencia de humedad en la capa superior del suelo, también reduce G ; por el contrario, la presencia de agua incrementa la conductividad térmica del suelo.

La función de G que es usada en METRIC fue derivada a partir de suelos agrícolas con una cantidad moderada de agua, por lo cual puede sobreestimar G en suelos secos y desérticos.

Para ajustar esta aplicación a suelos desérticos, G es calculada usando la ecuación propuesta por Allen et al. (2008), donde G es reducido en los píxeles que tienen una temperatura mayor que la del pixel caliente ($T_{s(c)}$), como a continuación se muestra:

$$G_{adj} = G - 5(T_{s\ mde} - T_{s\ mde\ (c)}) \quad \text{para} \quad T_{s\ mde} > T_{s\ mde\ (c)} \quad (2.39)$$

donde G_{adj} es el flujo de calor conducido dentro del suelo que sustituye a G en la

Ec. 2.2 con la cual se estima la cantidad de energía consumida por el proceso de la ET , $T_{s\ mde}$ es la temperatura de la superficie corregida de los efectos de la elevación de la ecuación 2.38 y $T_{s\ mde\ (c)}$ es la temperatura del pixel caliente, también corregida por efectos de la elevación. Esta ecuación fue desarrollada a partir de la aplicación de METRIC en Nuevo México y en Idaho en Estados Unidos como un medio para reducir los valores ET negativos que frecuentemente se obtenían.

Reducción en la pendiente de la función $dT = a + bT_s$

En algunas áreas de las imágenes en zonas desérticas los valores de la T_s pueden ser significativamente mayores que la temperatura de la superficie del pixel caliente. Cuando la superficie está cubierta por arbustos u otro tipo de vegetación, el incremento en la T_s puede ser atribuido al exceso de resistencia aerodinámica (término que se describirá en la siguiente sección). Sin embargo, en condiciones de suelo desnudo, el aumento de T_s está relacionado al impacto de los suelos delaminados y desérticos, o en condiciones agrícolas, puede ser debido a la presencia de una capa delgada de paja sobre la superficie.

Bajo estas condiciones, el incremento de T_s mas allá de la temperatura del pixel caliente ($T_{s\ (c)}$), ubicado en un campo agrícola desnudo causa que dT sea sobrestimado, ya que un incremento en dT que es sustancialmente mayor que el determinado para $T_{s\ (c)}$ no es físicamente posible. Esto se debe a que en esta condición todo el calor de $R_n - G$ es transportado a la atmósfera vía H , de manera que H se acerca al límite de la energía disponible. Se espera que mas allá de este H , no haya un incremento en el gradiente de temperatura dT , incluso cuando la temperatura de la superficie sea mayor que la del pixel caliente.

Por lo tanto, en la práctica, la pendiente de la función debe ser reducida cuando $T_s > T_{s\ (c)}$. Debido a que las cantidades de energía disponible ($R_n - G$) varían entre los suelos agrícolas y otros tipos de suelos por sus diferencias en la reflectancia y estructura, el umbral ($T_{s\ mde\ (u)}$) al cual la pendiente de la función dT es reducido puede ser ajustando a un valor algunos grados mayor que la temperatura del pixel caliente (Allen et al., 2008), de acuerdo con las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned}
 dT &= b + a T_{s\ mde} \quad \text{si } T_{s\ mde} \leq T_{s\ mde(u)} \\
 dT &= b + a T_{s\ mde(u)} + \frac{a}{4}(T_{s\ mde} - T_{s\ mde(u)}) \quad \text{si } T_{s\ mde} > T_{s\ mde(u)}
 \end{aligned}
 \tag{2.40}$$

donde $T_{s\ mde}$ es la temperatura de cualquier pixel corregida por los efectos de la elevación y $T_{s\ mde(u)}$ es la temperatura de la superficie corregida de los efectos de la elevación a la cual el cambio de pendiente ocurre. Un ejemplo de la Ec. 2.40 se puede ver en la Fig. 2.4, donde se muestra como se reduce el dT al limitar su cálculo en función de la temperatura del pixel caliente. Para calcular $T_{s\ mde(u)}$ se aplica la siguiente ecuación:

$$T_{s\ mde(u)} = T_{s(c)} + K \tag{2.41}$$

donde $T_{s(c)}$ es la temperatura del pixel caliente usada en la calibración de METRIC, K es la temperatura que compensa a $T_{s\ mde(c)}$ y se recomienda que sea de unos 2 K.

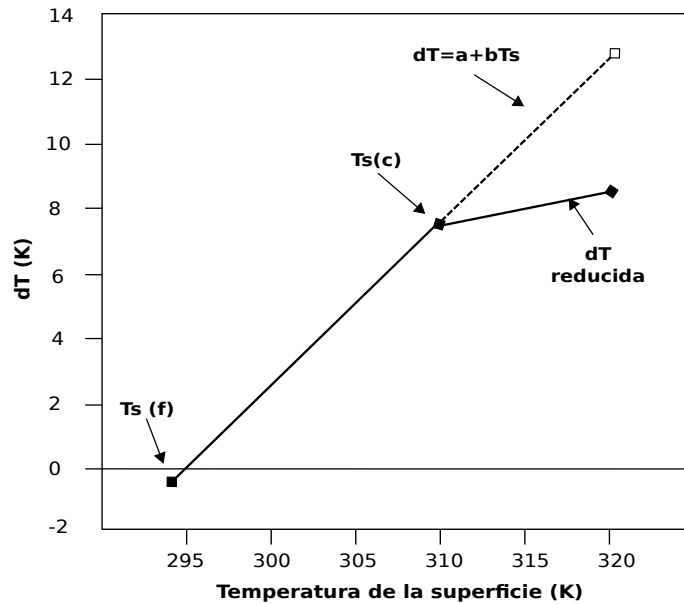


Figura 2.4: Esquema que muestra la aplicación de la Ec. 2.40 para reducir el dT cuando la T_s es mayor que la T_s del pixel caliente.

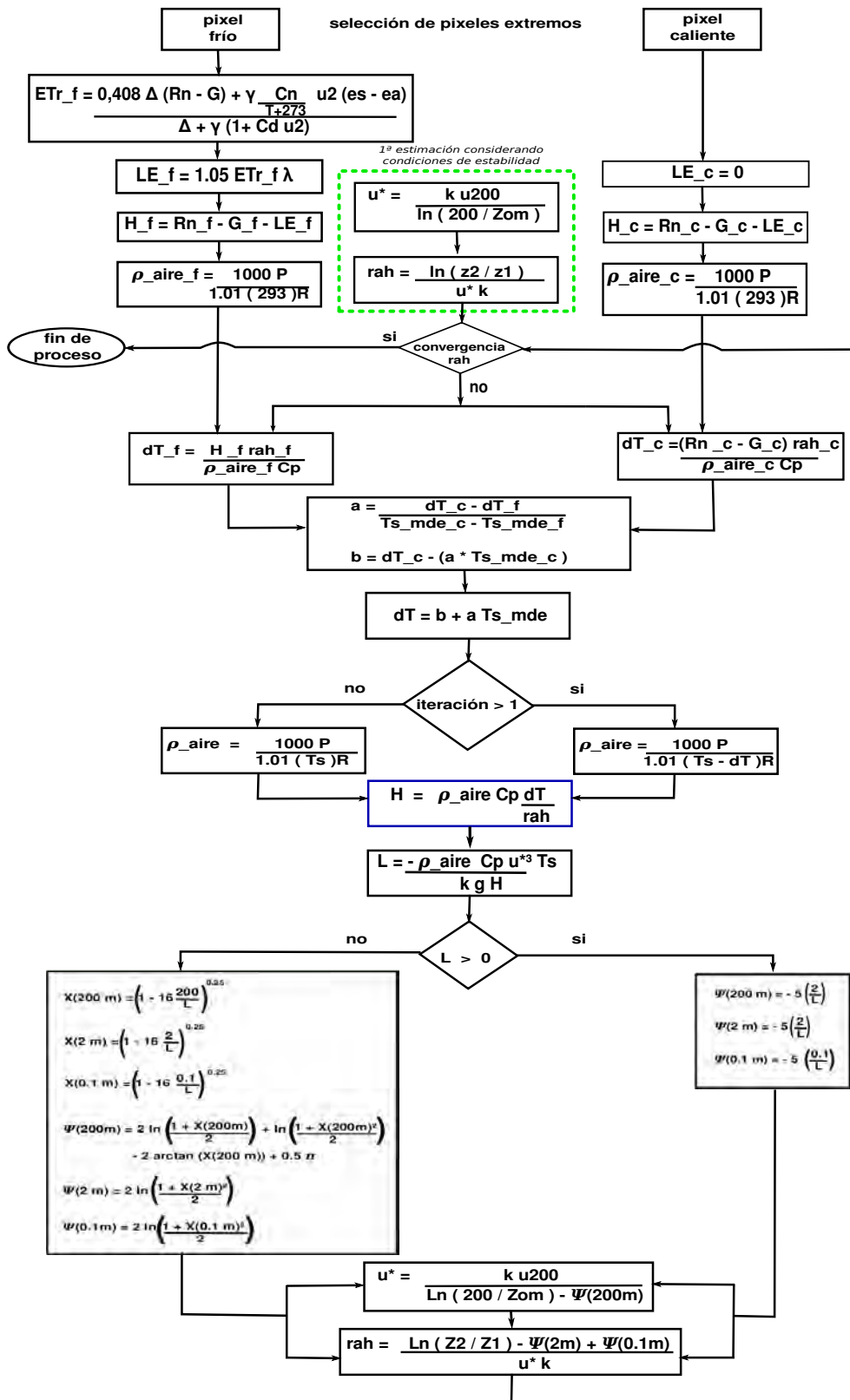


Figura 2.5: Diagrama de flujo del proceso iterativo requerido para estimar H .

Transporte aerodinámico

Debido a que la resistencia aerodinámica (r_{ah}) y el flujo de calor sensible (H) son desconocidos para cada pixel de la imagen, es necesaria una solución iterativa. Durante la primera iteración, r_{ah} es calculada asumiendo condiciones atmosféricas de estabilidad:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1)}{u^*k} \quad (2.42)$$

donde z_1 y z_2 son alturas sobre la superficie donde los extremos de dT fueron definidos, u^* es la velocidad de fricción (m s^{-1}) y k es la constante de von Karman (0.41). La velocidad de fricción es calculada durante la primer iteración utilizando la siguiente ecuación:

$$u^* = \frac{ku_{200}}{\ln(200/z_{om})} \quad (2.43)$$

donde u_{200} es la velocidad de viento (m s^{-1}) a una altura de mezcla que se asume es de 200 m y z_{om} es la longitud de rugosidad momentánea (m), la cual es una medida de resistencia y de fricción para la capa de aire que interactúa con la superficie. La velocidad de fricción (u^*) es calculada para cada pixel con una longitud de rugosidad específica para cada pixel, pero u_{200} se asume constante para todos los pixeles en la imagen ya que ocurre a una altura a la cual las características de la superficie ya no intervienen.

La velocidad del viento a una altura de mezcla supuesta de 200 m por encima de la estación meteorológica, (u_{200}), se calcula como:

$$u_{200} = \frac{u_w \ln(200/z_{om(w)})}{\ln(z_x/z_{om(w)})} \quad (2.44)$$

donde u_w es la velocidad del viento medida en la estación meteorológica a una altura z_x y $z_{om(w)}$ es la longitud de rugosidad de la superficie del sitio donde está ubicada la estación. Para estimar u_{200} en superficies de topografía irregular se realiza un ajuste multiplicando la velocidad de mezcla por un coeficiente de ponderación de

la velocidad del viento (ω), antes de realizar los calculos de u^* y r_{ah} . Este coeficiente ω es calculado de acuerdo a:

$$\omega = 1 + 0,1 \left(\frac{elev - elev_e}{1000} \right) \quad (2.45)$$

donde $elev$ es la elevación del pixel (m) y $elev_e$ es la elevación de la estación meteorológica donde fue medida la velocidad del viento.

En METRIC, la longitud de la rugosidad momentánea (z_{om}) es estimada para cada pixel de acuerdo al tipo de uso de suelo o a la cantidad de vegetación. En las zonas agrícolas, z_{om} es generalmente proporcional al LAI y es calculado con la siguiente ecuación:

$$z_{om} = 0,018 LAI \quad (2.46)$$

donde z_{om} está en metros y LAI es adimensional. Un valor de $z_{om} = 0,005m$ representa una rugosidad típica de los suelos agrícolas desnudos. Dado que esta ecuación genera valores nulos al aplicarse en superficies que tienen valores de $LAI = 0$, para los cálculos realizados en este trabajo se aplicó la ecuación presentada en Gowda et al. (2008b). Esta ecuación permite limitar los valores mínimos de z_{om} a 0.005:

$$z_{om} = 0,005 + 0,02 LAI \quad (2.47)$$

Para realizar el ajuste de z_{om} a superficies de topografía irregular, se aplica la siguiente ecuación cuando la pendiente (s) calculada a partir del MDE es mayor a 5° :

$$z_{om(mtn)} = Z_{om} \left(1 + \frac{(180/\pi) s - 5}{20} \right) \quad (2.48)$$

El cálculo de la densidad del aire (ρ_{air} , $Kg m^{-3}$) es realizado por:

$$\rho_{air} = \frac{1000 P}{1,01(T_s - dT) R} \quad (2.49)$$

donde P es la presión atmosférica (kPa) cada pixel , R es la constante específica de

los gases ($287 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) y $(T_s - dT)$ se usa en lugar de la temperatura del aire cerca de la superficie.

Solución iterativa para r_{ah}

Una vez que se ha realizado la primera iteración, se calcula el valor corregido de u^* de la siguiente manera:

$$u^* = \frac{u_{200} K}{\ln(200/z_{om}) - \Psi_{m(200m)}} \quad (2.50)$$

donde $\Psi_{m(200m)}$ es la corrección de estabilidad para el transporte momentáneo a 200 m. Posteriormente, para cada iteración se calcula un valor corregido de r_{ah} como:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u^* k} \quad (2.51)$$

donde $\Psi_{h(z_2)}$ y $\Psi_{h(z_1)}$ son correcciones de estabilidad para el transporte de calor actualizadas en cada iteración a las alturas de z_2 y z_1 .

Exceso de resistencia aerodinámica r_{extra}

En algunas aplicaciones de METRIC, la ET estimada para áreas desérticas puede ser sistemáticamente negativa. Esto ocurre debido a que generalmente METRIC es calibrado para producir valores de ET cercanos a cero para suelos agrícolas desnudos. Las altas temperaturas en zonas desérticas causan que el balance interno de energía sobreestime el flujo de calor sensible (H) y esto genere valores negativos de ET . Para eliminar este problema Allen et al. (2008) desarrolló una corrección empírica donde se agrega un parámetro de resistencia aerodinámica extra (r_{extra}) en el cálculo de H . Incorporando este término a la ecuación para estimar el flujo de calor sensible, la cual se convierte a:

$$H_{r\ extra} = \rho_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah} + r_{extra}} \quad (2.52)$$

La función de resistencia extra fue desarrollada basada en mediciones de H realizadas por un sistema de Covarianza de Eddy que fue instalado en un sitio desértico en la parte sur del estado de Idaho en los Estados Unidos. La vegetación de ese lugar es una especie de matorral xerófilo llamado artemisa (Allen et al., 2008). Teniendo en cuenta que el tipo de vegetación con mayor cobertura en SLP es el matorral xerófilo (Sánchez-González and García-Trejo, 2010), se consideró que esta función es aplicable en este trabajo.

$$r_{extra} = 0,0130(u_{200})^3 - 0,4351(u_{200})^2 + 4,2748u_{200} - 8,2835 \quad (2.53)$$

donde r_{extra} esta en s m^{-1} y u_{200} es la velocidad del viento a 200 m en m s^{-1} . La ecuación 2.53 está limitada a valores de velocidad del viento menores a 15 m s^{-1} (más allá de 15 m s^{-1} , la corrección esta restringida a $r_{extra} = 2 \text{ s m}^{-1}$). El límite inferior de $r_{extra} = 0$ es impuesto cuando la velocidad del viento es menor que 2.6 m s^{-1} .

Funciones de corrección de estabilidad

Las condiciones de estabilidad del aire (inestable, neutral y estable) deben ser consideradas durante el cálculo del flujo de calor sensible (H) porque estas afectan la resistencia aerodinámica que se presenta al transporte de calor (r_{ah}) (Tasumi, 2003). En METRIC las correcciones de estabilidad se aplican usando la longitud (L) de Monin-Obukhov. Esta longitud es la altura a la cual las fuerzas de flotabilidad (o estabilidad) y de mezcla mecánica son iguales, y es calculada como una función del calor y de los flujos momentáneos:

$$L = -\frac{\rho_{air} C_p u^{*3} T_s}{k g H} \quad (2.54)$$

donde g es la aceleración gravitacional (9.807 m s^{-2}).

Generalmente, la temperatura del aire disminuye aproximadamente 6.5°C cuando la elevación se incrementa en 1 km bajo condiciones de estabilidad neutral. En lugares donde el flujo de calor sensible es positivo, el decremento de la temperatu-

ra por la elevación disminuye porque la masa de aire es calentada por H . En esta condición, el movimiento vertical del aire es más fácil y por lo tanto la resistencia aerodinámica es menor en la misma proporción en la que H aumenta; esta condición es llamada inestable. En general, una condición neutral se presenta sobre un suelo agrícola bien regado y una condición inestable en una superficie seca al medio día. Por otra parte, una condición estable se puede presentar más probablemente durante la noche o por la tarde sobre zonas de regadío rodeadas por desierto (Tasumi, 2003).

Durante el proceso iterativo, cuando $L < 0$, la capa límite atmosférica más baja es inestable y cuando $L > 0$, la capa límite es estable. Para $L < 0$:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (2.55)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (2.56)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (2.57)$$

donde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (2.58)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (2.59)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (2.60)$$

Cuando $L \geq 0$, los valores de $x_{(200m)}=x_{(2m)}=x_{(0,1m)}=0$. Los valores de $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ y $x_{(0,1m)}$ son considerados como 1.0 cuando $L \geq 0$. Para $L > 0$ (condiciones estables):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (2.61)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (2.62)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (2.63)$$

Cuando $L = 0$, $\Psi_{m(200m)}=\Psi_{h(2m)}=\Psi_{h(0,1m)}=0$. La ecuación 2.61 usa el valor de 2 m en lugar de 200 m para z porque se asumen condiciones atmosféricas estables, la altura de la capa estable es de solo pocos metros. Para condiciones neutrales, $L = 0$, $H = 0$ y $\Psi_m=\Psi_h=0$.

Determinación de las constantes de la función dT

Para el cálculo del flujo de calor sensible de la Ec. 2.36, el diferencial de temperatura del aire cerca de la superficie (dT), es estimado asumiendo que es lineal en proporción a la temperatura de la superficie (T_s). Al aceptar este supuesto, la función dT se desarrolla usando dos pixeles extremos, llamados "pixel caliente" y "pixel frío". El pixel frío debe ser seleccionado dentro de un campo agrícola, bien regado y que su superficie esté totalmente cubierta por vegetación. La T_s y la radiancia de los pixeles de los alrededores debe ser prácticamente idéntica a la del pixel frío. Para

mejores resultados, el albedo de la superficie debe estar en el rango de 0.20 a 0.24 y el LAI debe ser mayor a 3. Finalmente, el pixel frío debe estar localizado cerca de una estación meteorológica (en un radio de 10km) de manera que las condiciones climáticas sean similares.

Por otra parte, el pixel caliente debe estar localizado en un campo agrícola con suelo seco y desnudo donde se pueda asumir que $ET = 0$. Debe tener un albedo similar a otros campos secos y desnudos en el área de interés y el LAI debe estar en un rango de 0 a 0.4 (que corresponde a suelos sin vegetación). El pixel caliente no debe tener una pendiente mayor a tres grados. Por último, el pixel caliente también debe estar localizado cerca de una estación meteorológica (Tasumi, 2003). En la Fig. 2.6 se ejemplifica la selección de los pixeles extremos.

El diferencial de temperatura del pixel caliente es estimado reordenando la ecuación 2.36, en donde se asume que el suelo está demasiado seco para que LE sea considerado nulo:

$$LE_c = R_{n(c)} - G_{(c)} \quad (2.64)$$

donde $R_{n(c)}$ es la radiación neta para el pixel caliente (W/m^2) estimada por la ecuación 2.3 y $G_{(c)}$ es el flujo de calor conducido dentro del suelo para el pixel caliente (W/m^2) estimado por la ecuación 2.35.

El valor de dT para el pixel caliente es calculado por:

$$dT_c = \frac{(R_{n(c)} - G_{(c)}) r_{ah(c)}}{\rho_{air(c)} C_p} \quad (2.65)$$

donde $r_{ah(c)}$ es la resistencia aerodinámica calculada para la longitud de rugosidad y las condiciones de estabilidad para el pixel caliente y $\rho_{air(c)}$ es la densidad del aire calculada para el pixel caliente.

Para calcular el flujo de calor sensible del pixel caliente (H_c) se aplica la siguiente ecuación:

$$H_c = (R_n - G)_{(c)} - LE_c \quad (2.66)$$

de la Ec. 2.2, donde LE_c es la energía consumida por la ET en el pixel caliente. En el pixel frío, el flujo de calor sensible (H_f) se define como:

$$H_f = (R_n - G)_{(f)} - LE_f \quad (2.67)$$

donde LE_f es el flujo de calor latente estimado para el pixel frío, cuyo valor es asumido como:

$$LE_f = 1,05 ET_r \lambda \quad (2.68)$$

donde λ es el calor latente de vaporización ($J\ kg^{-1}$) que representa el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora (Ec. 2.81) y ET_r es la evapotranspiración de referencia del pixel frío, la cual es descrita en la siguiente sección.

El gradiente de temperatura cerca de la superficie sobre el pixel frío es calculado usando el inverso de la Ec. 2.36:

$$dT_f = \frac{H_f r_{ah(f)}}{\rho_{air(f)} C_p} \quad (2.69)$$

donde $r_{ah(f)}$ es la resistencia aerodinámica calculada para la longitud de rugosidad y las condiciones de estabilidad para el pixel frío y $\rho_{air(f)}$ es la densidad del aire calculada para el pixel frío.

Finalmente, los coeficientes a y b son determinados usando los dos puntos extremos de la imagen de satélite:

$$a = \frac{dT_c - dT_f}{T_{s\ mde(c)} - T_{s\ mde(f)}} \quad (2.70)$$

y

$$b = dT_f - a T_{s\ mde(c)} \quad (2.71)$$

donde $T_{s\ mde(c)}$ y $T_{s\ mde(f)}$ corresponden a la temperatura de la superficie de los pixeles caliente y frío, ajustada a una elevación común para cada imagen de satélite.

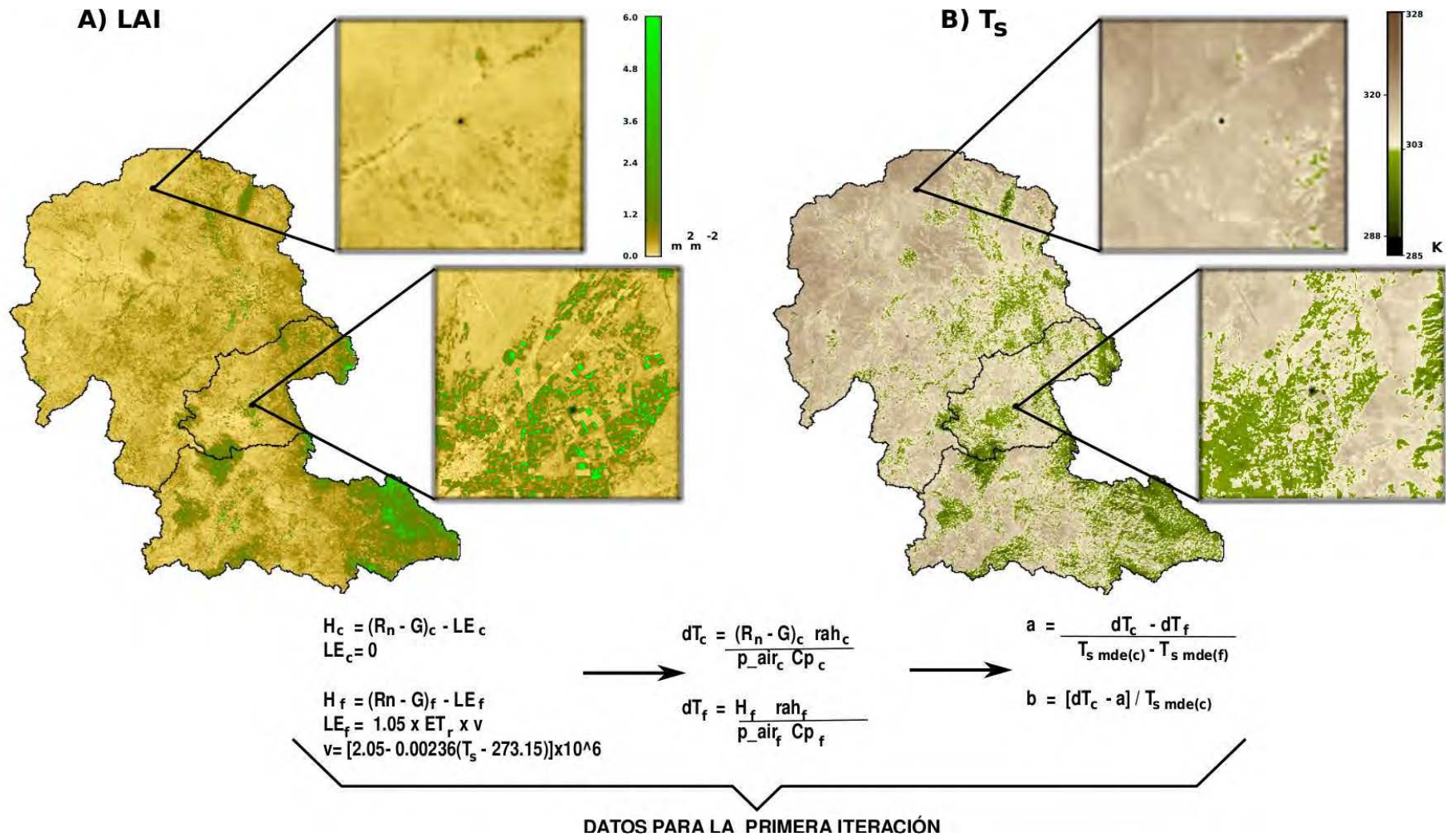


Figura 2.6: Gráfica que presenta el proceso de selección de los pixeles extremos y la derivación de los coeficientes a y b . Mostrando en: (a) LAI y en (b) T_s .

Determinación de la evapotranspiración de referencia ET_r

La evapotranspiración de referencia ET_r (mm h^{-1}) representa la condición evaporativa media para un campo de cultivo de alfalfa de 0.5 m de altura y es definida por la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles (ASCE), como (ASCE-EWRI, 2005):

$$ET_r = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (2.72)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor en función de la temperatura ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n es la radación neta diaria ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), G es el flujo de calor diario conducido dentro del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), T es la temperatura del aire ($^\circ\text{C}$), γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), e_s es la presión de vapor de saturación de 1.5 a 2.5 m de altura (kPa), e_a es la presión de vapor actual de 1.5 a 2.5 m de altura (kPa), u_2 es la velocidad del viento medida a 2 m de altura, C_n y C_d son un numerador y un denominador respectivamente, constantes cuyo valor está en función del tipo de referencia y del tiempo para el cual se calcula la ET_r .

Debido a la relación no lineal de la humedad con la temperatura, ambas incluidas en la ecuación 2.72, se emplea la temperatura media diaria del aire (T_{media}) para calcular Δ (Allen et al., 2006):

$$\Delta = \frac{4098 * \left[0,6108 * \exp \left(\frac{17,27 * T_{media}}{T_{media} + 237,3} \right) \right]}{(T_{media} + 237,3)^2} \quad (2.73)$$

Definiendo T_{media} como el promedio de las temperaturas máxima (T_{max}) y mínima diaria (T_{min}):

$$T_{media} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (2.74)$$

La constante psicrométrica se calcula a partir de la presión atmosférica (P):

$$\gamma = 0,0665 P \quad (2.75)$$

La velocidad del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tiene valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con la altura. Por esta razón los anemómetros se colocan en una altura estándar elegida, 10 m en meteorología y 2 ó 3 m en agrometeorología. Para el cálculo de la evapotranspiración, se requiere la velocidad del viento medida a 2 m de altura sobre la superficie (Allen et al., 2006). Para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes, se puede usar una relación logarítmica:

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)} \quad (2.76)$$

donde u_z es la velocidad del viento medida a z m sobre la superficie (m s^{-1}).

La presión media de vapor de saturación, e_s , puede ser calculada en función de la temperatura del aire, pues depende de ella. La relación entre ambas variables se expresa como:

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2} \quad (2.77)$$

donde

$$e^\circ = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right) \quad (2.78)$$

Debido a la característica no lineal de la Ec.2.78, la presión media de saturación de vapor para un día determinado debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima del aire para ese período.

Por otra parte, la presión real de vapor (e_a) es la presión de saturación de vapor a la temperatura del punto de rocío:

$$e_a = 0,6018 \exp \left[\frac{17,27 T_{rocio}}{T_{rocio} + 237,3} \right] \quad (2.79)$$

2.4. Cálculo de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) y diaria (ET_{24})

La ET instantánea es calculada para cada pixel de la imagen dividiendo el flujo de calor latente LE de la Ec. 2.2 entre el calor latente de vaporización (λ):

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad (2.80)$$

donde ET_{inst} es la evapotranspiración instantánea al momento de adquisición de la imagen (mm h^{-1}), 3600 es un factor de conversión (segundos a horas) y λ es el calor latente de vaporización (J kg^{-1}) que representa el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora y es calculado como:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)] \times 10^6 \quad (2.81)$$

La fracción de evapotranspiración de referencia (ET_rF) es calculada como la relación entre la ET_{inst} y evapotranspiración de referencia (Ec. 2.72) calculada a partir de los datos climatológicos:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (2.82)$$

donde ET_r es la calculada tomando como referencia la alfalfa de 0.5 m de alto. ET_rF es usada para extrapolar la ET_{inst} a períodos de 24 horas o más, asumiendo que la fracción de evapotranspiración de referencia instantánea ET_rF que es calculada para el momento de adquisición de la imagen, es igual al promedio de la ET_rF para 24 horas. Esta extrapolación de la ET_rF es válida únicamente para cultivos agrícolas, pero en el caso de la vegetación nativa, la ET_rF puede disminuir durante la tarde bajo condiciones de estrés hídrico, haciendo necesaria la modelación de la ET_rF pa-

ra 24 horas en función de una fracción de la ET_rF instantánea lo cual requiere de mediciones y estudios en el sitio de estudio.

Finalmente la evapotranspiración diaria (ET_{24} , mm día⁻¹) se calcula con la siguiente ecuación:

$$ET_{24} = C_{rad}(ET_rF)(ET_{r24}) \quad (2.83)$$

donde ET_rF es considerada igual a la ET_rF calculada para el tiempo de paso del satélite, ET_{r24} es la ET_r de 24 horas para el día de la adquisición de la imagen y C_{rad} es un término de corrección usado para superficies con pendiente para corregir la variación en la energía disponible durante 24 horas. El término de corrección C_{rad} es calculado para cada pixel como:

$$C_{rad} = \frac{R_{so(inst)Horizontal}}{R_{so(inst)pixel}} \cdot \frac{R_{so(24)pixel}}{R_{so(24)Horizontal}} \quad (2.84)$$

donde R_{so} es la radiación solar en condiciones de cielo limpio ($W m^{-1}$), el subíndice “inst” refiere al tiempo de adquisición de la imagen, el subíndice “24” representa el total de las 24 horas, el subíndice “pixel” se refiere a las condiciones de aspecto y pendiente de un pixel específico y el subíndice “Horizontal” representa los valores calculados para una superficie horizontal que representan las condiciones que impactan la ET_r en la estación meteorológica. Para superficies planas, $C_{rad}=1.0$.

La radiación solar R_{so} de 24 horas para superficies horizontales y para pixeles con pendiente se calcula como:

$$R_{so(24)} = \int_0^{24} R_{so-i} \quad (2.85)$$

donde R_{so-i} es la radiación solar para el tiempo i del día, calculada por la ecuación 2.4. Para este trabajo, $R_{so(24)}$ se calculó con el modulo r.sun (Hofierka and Suri, 2002) incluido en GRASS (GRASS Development Team, 2010).

Capítulo 3

Validación

Antes de aplicar la metodología al Valle de San Luis Potosí, se validó la implementación del algoritmo en una región de Texas. Esta región fue elegida debido a que Gowda et al. (2008a) proporcionan la mayoría de los datos necesarios para reproducir sus resultados. El objetivo de ese estudio fue evaluar la capacidad y la utilidad de METRIC en la estimación regional de la ET en una región de las Planicies Altas de Texas (PAT) (Fig. 3.1. En esta región está ubicado el acuífero de Ogallala, del cual se extrae el 89 % del agua que es usada para la agricultura de la zona. La precisión de la ET modelada fue evaluada mediante la comparación de los valores de la ET_{24} estimada con valores derivados de un balance de humedad del suelo en cuatro campos agrícolas. Las estimaciones diarias de ET presentan un error sistemático medio del 12.7 % y un error cuadrático medio de 8.1 %. De acuerdo a Gowdaetal:08b estos resultados se consideraron apropiados debido a las condiciones advectivas que prevalecen en la zona. Para la validación se utilizó una imagen Landsat 5 TM path/row 30/35 adquirida el 27 de Junio de 2005 a las 17:07 GMT (DJ 178).

El flujo de calor en el suelo (G) fue calculado en función de la R_n , la T_s y el α aplicando la ecuación 2.34, para la estimación de la r_{ah} se utilizaron los valores 0.1 y 2 m como las alturas cercanas a la superficie para el cálculo de la función dT y para el cálculo de la velocidad de fricción se utilizó como altura de mezcla 200 m. La velocidad del viento usada para estimar H fue el valor promedio (7.0 m

s^{-1}) medido en las cuatro estaciones meteorológicas (Perryton, Etter, White Deer y Morse) ubicadas dentro del área que cubre la imagen. En cuanto a la estimación de la z_{om} , no se aplicó el modelo propuesto por Allen et al. (2007b) y en su lugar aplicaron el que se muestra en la Ec. 2.47. El Modelo Digital de Elevación que usaron fue de 90 m de resolución espacial, mientras que en la validación se utilizó uno de 30 m.

Cabe aclarar que el sitio web através del cual se podían consultar los datos climatológicos que fueron utilizados en la estimación de la ET_{24} actualmente ya no está disponible. Debido a esto, solamente se utilizó la información de una estación meteorológica ubicada en Perryton, la cual distribuye sus datos mediante el portal <http://www.wunderground.com>.

3.1. Resultados

Radiación neta

El promedio de la R_n estimada para toda la imagen fue de 557.25 W m^{-2} ; el promedio reportado por Gowda et al. (2008a) fue de 616 W m^{-2} . Los valores más altos de R_n van de 570 a 630 W m^{-2} y corresponden a las áreas cubiertas por vegetación. Las zonas de suelo desnudo mostraron valores entre 485 y 550 W m^{-2} (Gowda et al. (2008a) reportó valores entre 500 a 550 W m^{-2}). En la Fig. 3.2 se muestra la variación espacial de la R_n en la zona de estudio.

Flujo de calor dentro del suelo

En la Fig. 3.3a se presenta la variación espacial del flujo de calor en el suelo (G), el valor medio para toda la imagen fue de 104.67 W m^{-2} , el cual es un poco mayor que el obtenido por Gowda et al. (2008a) (87 W m^{-2}). El rango de valores estimados para suelos desnudos fue entre 105 a 130 W m^{-2} , un poco mayor que el reportado por Gowda et al. (2008a) que fue de 80 a 100 W m^{-2} . Los valores de G para los cultivos agrícolas con alta producción de biomasa oscilaron entre 30 y 68 W m^{-2} , un poco más elevados que lo reportado que fueron valores entre 25 y 40 W m^{-2} .

Flujo de calor sensible

Para la determinación de H , se usaron los mismos píxeles extremos que seleccionaron Gowda et al. (2008a). El píxel frío se localizó en un campo de maíz de regadío y el píxel caliente se ubicó en un campo cercano sin cobertura vegetal. En la tabla 3.1 se muestran más detalles de los datos de entrada para el cálculo de H , para los cuales se consideraron condiciones neutrales de estabilidad atmosférica. Posteriormente, los valores de H y dT se fueron ajustando mediante un proceso iterativo bajo condiciones atmosféricas inestables; los valores obtenidos al final de las iteraciones se muestran en la tabla 3.2. muestra los valores de las variables después de este proceso. En la Fig. 3.4 se presenta la distribución espacial del H estimado.

Flujo de calor latente

La variación espacial del flujo de calor latente (LE), correspondiente a la energía consumida por el proceso de evapotranspiración, se muestra en la Fig. 3.5. Los valores estimados oscilan entre -120 a 890 W m^{-2} ; los valores más altos corresponden a las áreas cubiertas por vegetación, principalmente a los campos agrícolas de regadío. Las áreas cubiertas por suelo desnudo presentaron valores negativos que van de -120 a 180 W m^{-2} .

Evapotranspiración instantánea

La distribución espacial de la ET_{inst} estimada se presenta en la Fig. 3.6. Los valores negativos que se obtuvieron corresponden a las áreas de suelo desnudo en donde no existe humedad disponible para que se presente ET . Los valores más altos de ET_{inst} se localizan en las áreas en donde se ubican campos agrícolas de regadío y cuerpos de agua.

3.2. Discusión de resultados

Las diferencias en las estimaciones obtenidas se atribuyen a que en esta estimación se utilizó un modelo digital de elevación de diferente resolución espacial al que usaron los autores de la estimación original. Lo anterior se puede observar en la tabla 3.1 en donde se muestra que la elevación de los pixeles extremos es diferente. El valor de la elevación es un factor determinante en los cálculos, dado que afecta prácticamente todas las variables que determinan las tasas de la ET , tales como la presión atmosférica (P), la cantidad de agua en la atmósfera (W), las funciones de transmitancia atmosférica ($\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$), la ruta de la reflectancia ($\rho_{a,b}$), el albedo (α), la temperatura de la superficie (T_s) y el diferencial de temperatura (dT).

Por otra parte, las diferencias se pueden deber a que fue imposible tener acceso a los datos meteorológicos con los que Gowda et al. (2008a) estimaron la ET . LA ET calculada mediante el algoritmo desarrollado en este trabajo es comparada con la obtenida por Gowda et al. (2008a) en la Fig. 3.7. Como se puede observar, la distribución espacial de los valores más altos y más bajos de la ET_{24} coinciden en ambas estimaciones; sin embargo, en el resto del área la ET calculada en este trabajo resulto ser menor en aproximadamente 3 mm/d.

En general, los resultados obtenidos en la reproducción del trabajo de Gowda et al. (2008a) muestran una correspondencia adecuada, por lo cual se consideró que se cumplió el objetivo de validar y verificar que el algoritmo implementado para la aplicación de METRIC en el VSLP es correcto.

Cuadro 3.1: Datos de entrada para determinar H

		Valores de Gowda et al. (2008b)		Valores propios	
Variable	Unidad	Pixel frío	Pixel caliente	Pixel frío	Pixel caliente
x	(UTM),m	320629.3	322235.2	320629.3	322235.2
y	(UTM),m	4005875.7	4006151.0	4005875.7	4006151.0
Elevación	m	907	907	931	923
T_s	K	291.7	308.0	301.36	314.93
R_n	$W m^{-2}$	695.0	532.0	590.3	570.01
G	$W m^{-2}$	61.1	106.4	59.42	117.29
z_{om}	m	0.13	0.01	0.037	0.0041
u_{200}	ms^{-1}	14.4	14.4	12.96	12.96

Cuadro 3.2: Valores después de aplicar correcciones de estabilidad atmosférica

		Valores de Gowda et al. (2008b)		Valores propios	
Variable	Unidad	Pixel frío	Pixel caliente	Pixel frío	Pixel caliente
r_{ah}	$s m^{-1}$	9.5	10.7	10.04	9.53
u^*	$m s^{-1}$	0.78	0.62	0.72	0.70
dT	K	-1.36	4.43	-0.11	5.43
LE	$W m^{-2}$	788.4	0	542.74	0
H	$W m^{-2}$	-154.5	425.6	-11.86	559.25

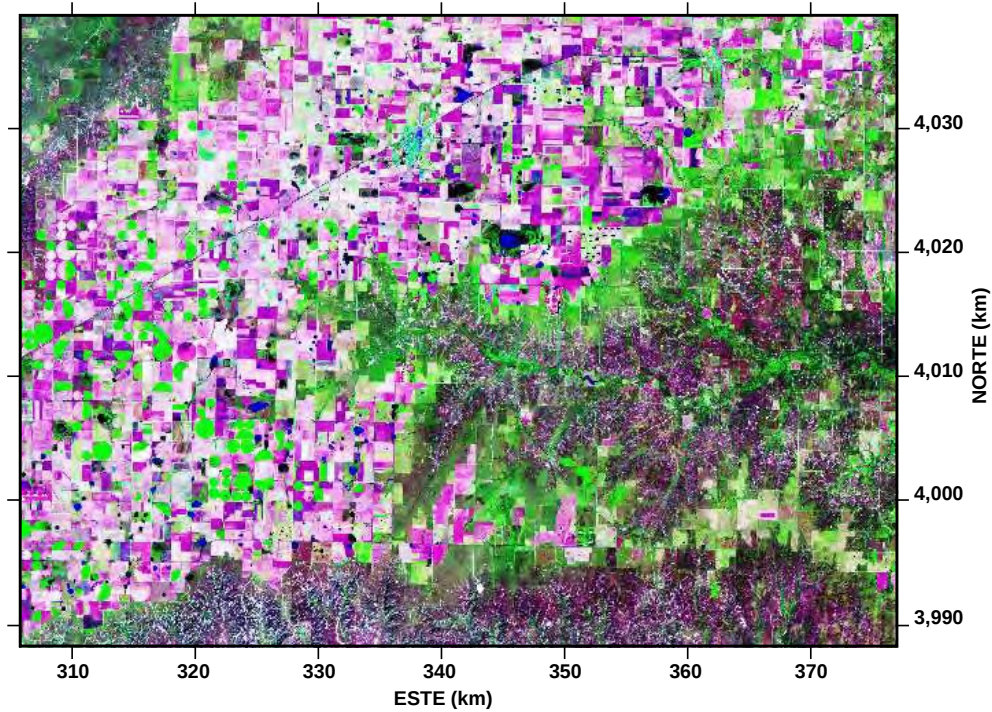


Figura 3.1: Imagen Landsat 5 en falso color RGB-543 adquirida el 25 de Junio de 2005 path/row 30/35 de la zona que corresponde al Condado de Ochiltree, TX.

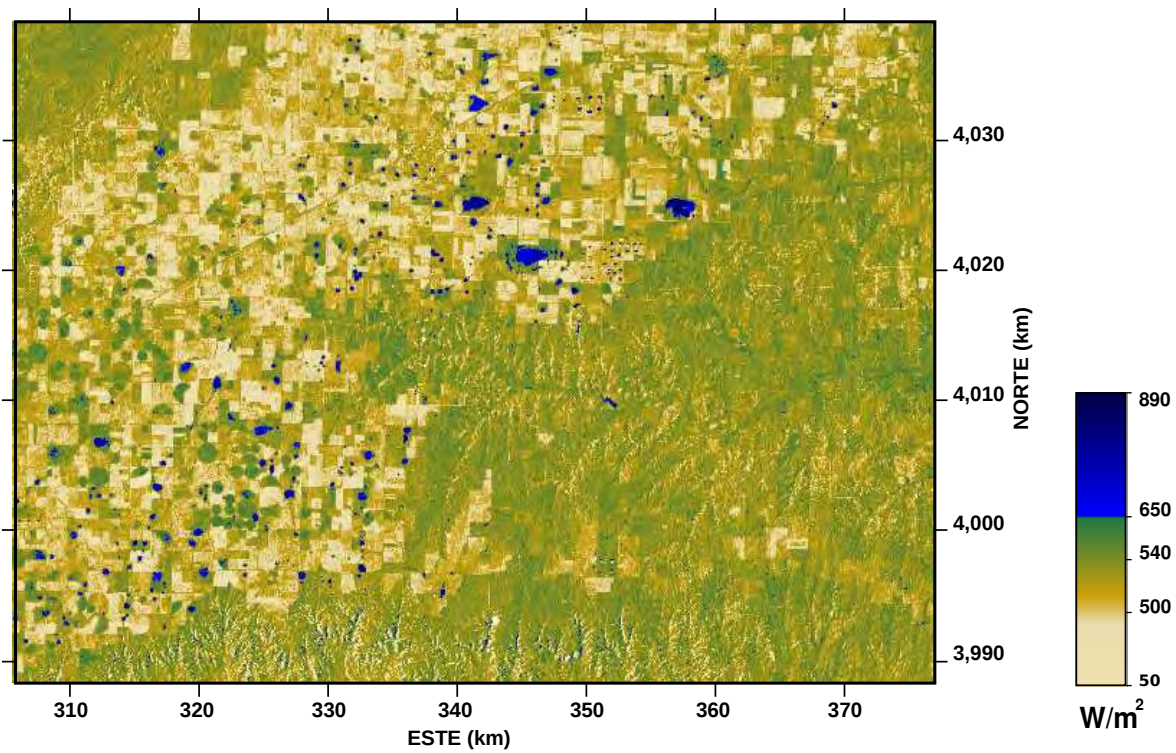


Figura 3.2: Distribución espacial de la radiación neta (R_n).

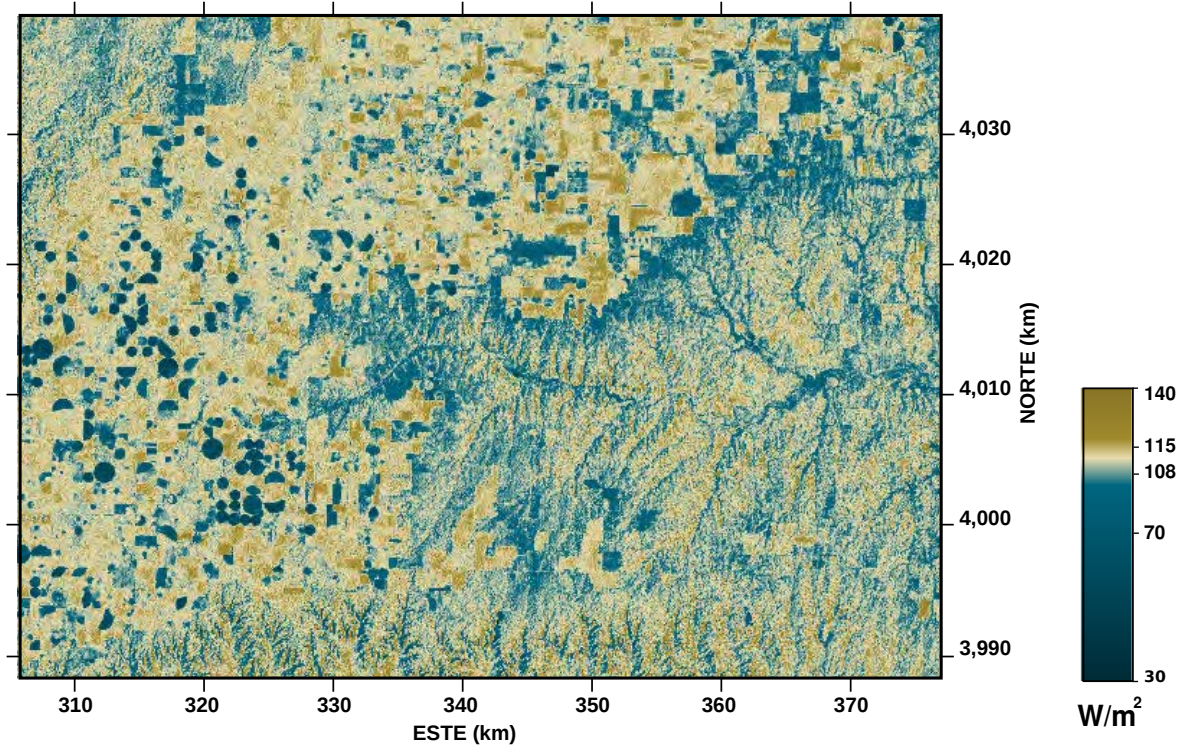


Figura 3.3: Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G).

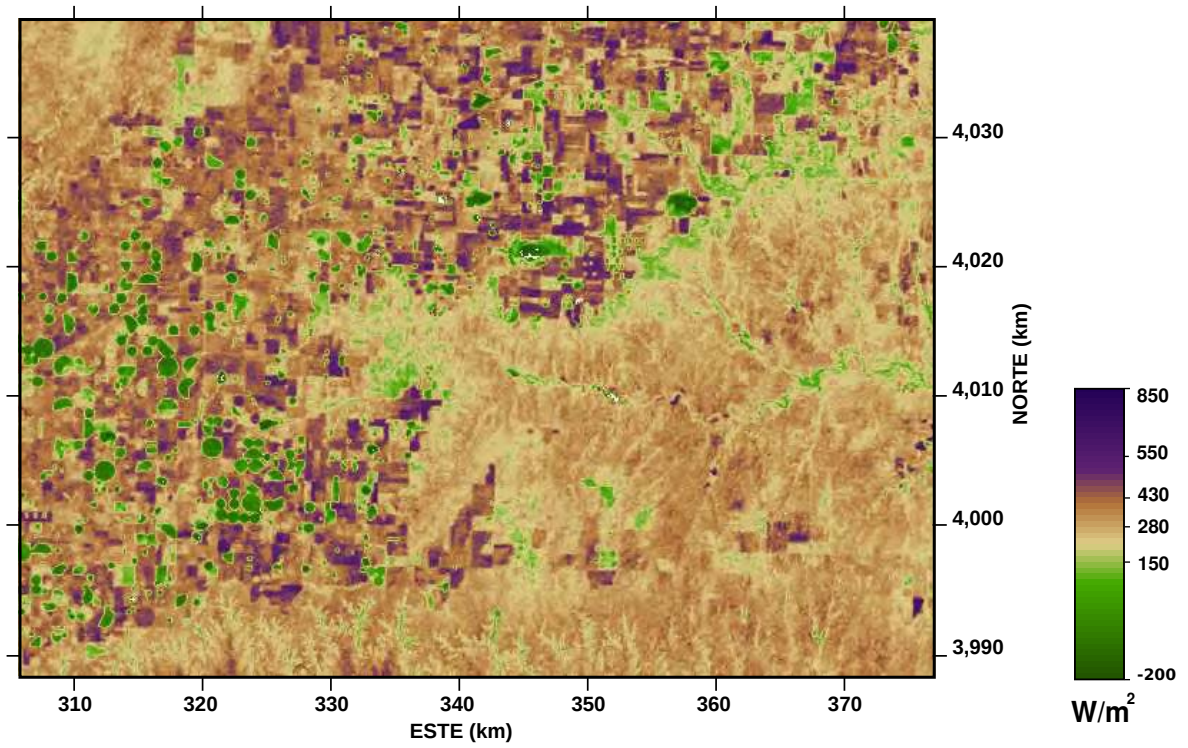


Figura 3.4: Distribución espacial del flujo de calor sensible (H).

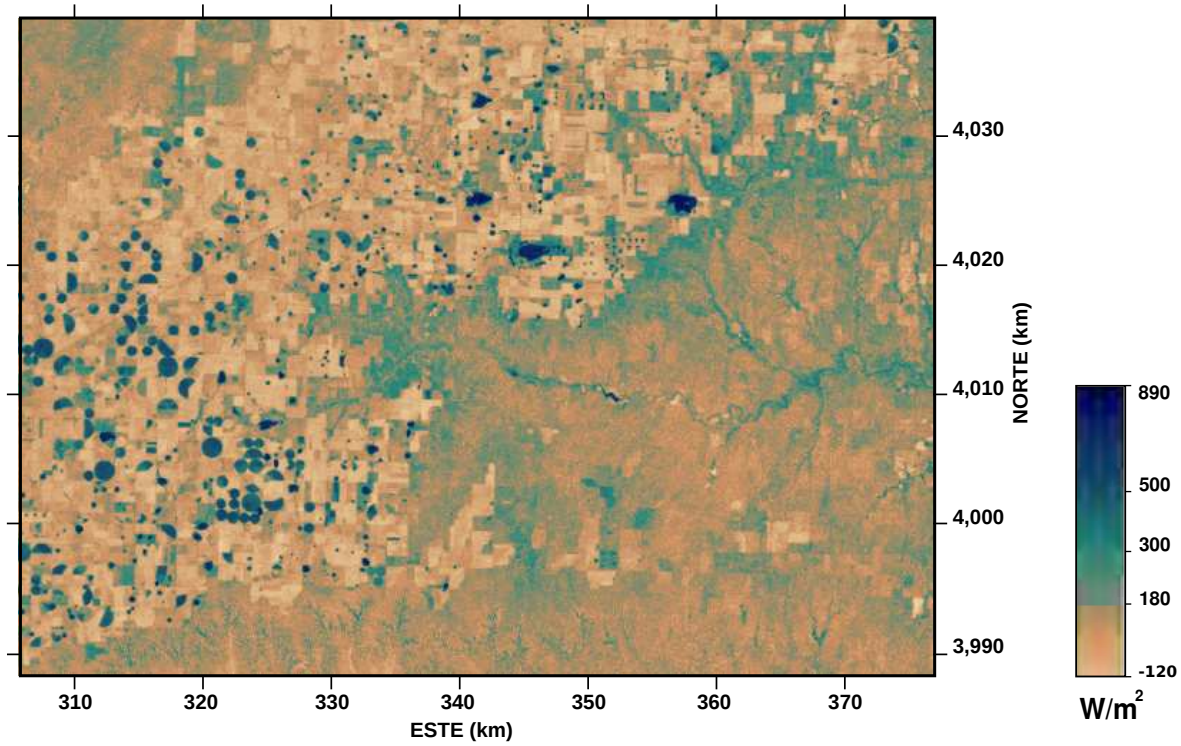


Figura 3.5: Distribución espacial del flujo de calor latente (LE).

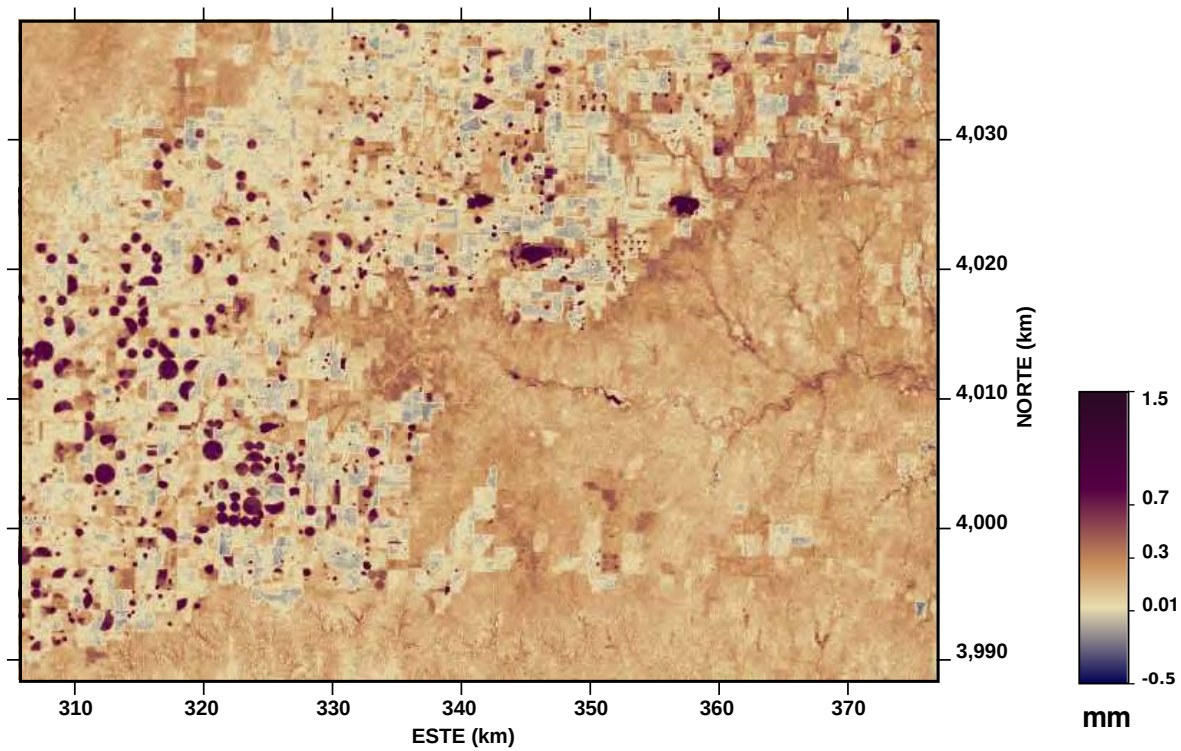


Figura 3.6: Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}).

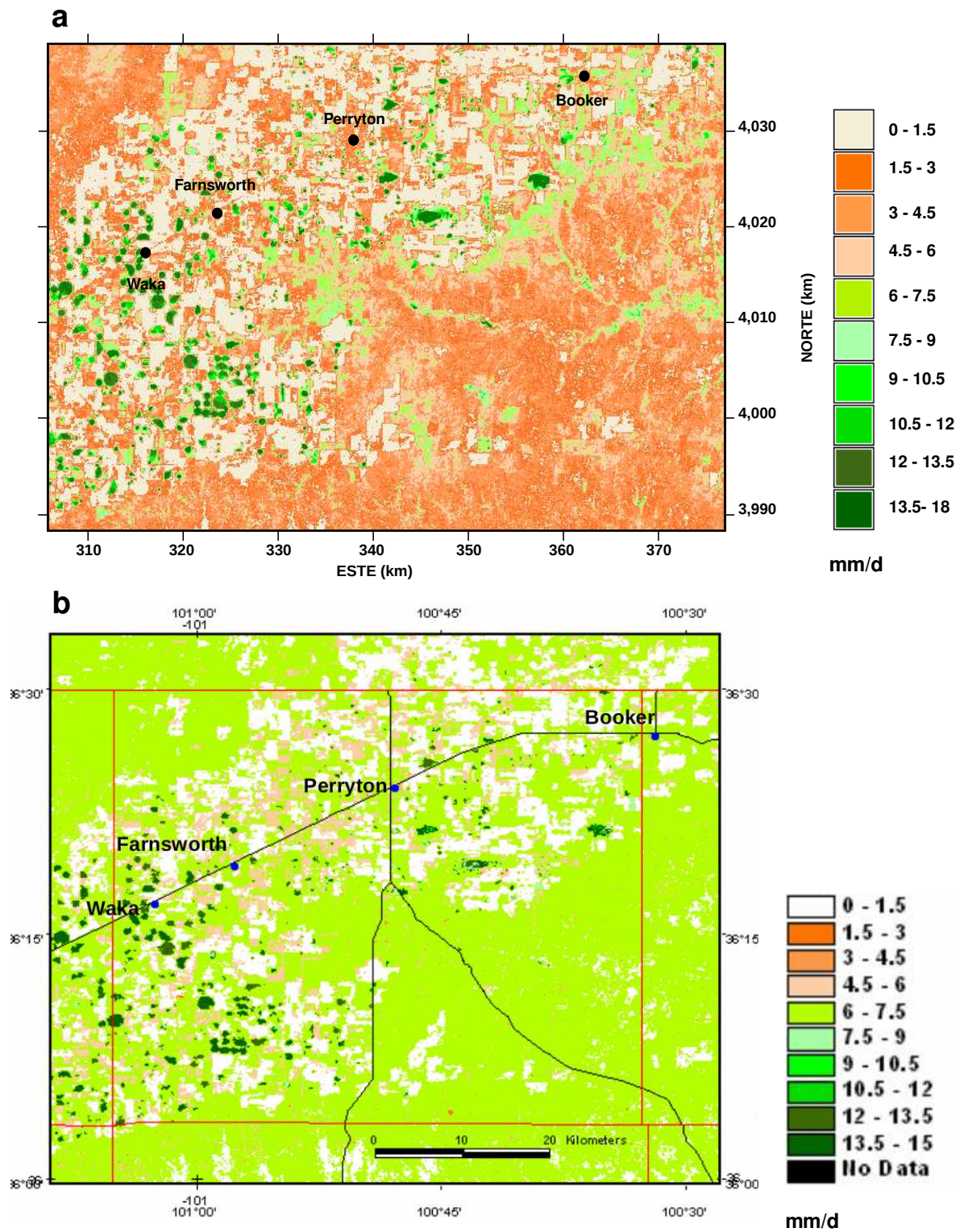


Figura 3.7: (a) Evapotranspiración diaria estimada. (b) Evapotranspiración diaria calculada por Gowda et al. (2008a) (Imagen tomada de Chavez et al. (2007)).

Capítulo 4

Estimación de la *ET* en el VSLP

4.1. Descripción del Área de estudio

El Valle de San Luis Potosí se localiza en la parte sur-occidental del estado de San Luis Potosí y en él se ubica el acuífero del mismo nombre que es la fuente de abastecimiento de más del 40% de la población del estado. Este acuífero enfrenta serios problemas de extracción intensiva, concentración de aprovechamientos y abastecimiento de agua ya que se estima que se extrae el doble de la recarga (Cotas and CNA, 2005). Para delimitar la zona de estudio y determinar las tres cuencas hidrológicas que componen el acuífero se generaron líneas de flujo a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) usando el modulo *r.flow* incluido en el Sistema de Información Geográfica GRASS 6.3 (GRASS Development Team, 2010). Posteriormente, se agruparon las corrientes en microcuencas a partir de las cuales se delimitaron las tres cuencas principales. En la Fig. 4.1 se muestra el MDE de la zona de estudio, la ubicación de la estación meteorológica utilizada y las tres cuencas en las que está dividido el acuífero de San Luis Potosí.

METRIC fue aplicado en una extensión territorial aproximada de 31,000 km². Fue imposible realizar los cálculos sobre las tres cuencas hidrológicas que componen el acuífero de San Luis Potosí, debido a que no existen imágenes satelitales de los sensores Landsat que cubran completamente el área de estudio en el mismo día. Se seleccionó el año 2001 para realizar este trabajo, debido a que fue el año para el cual

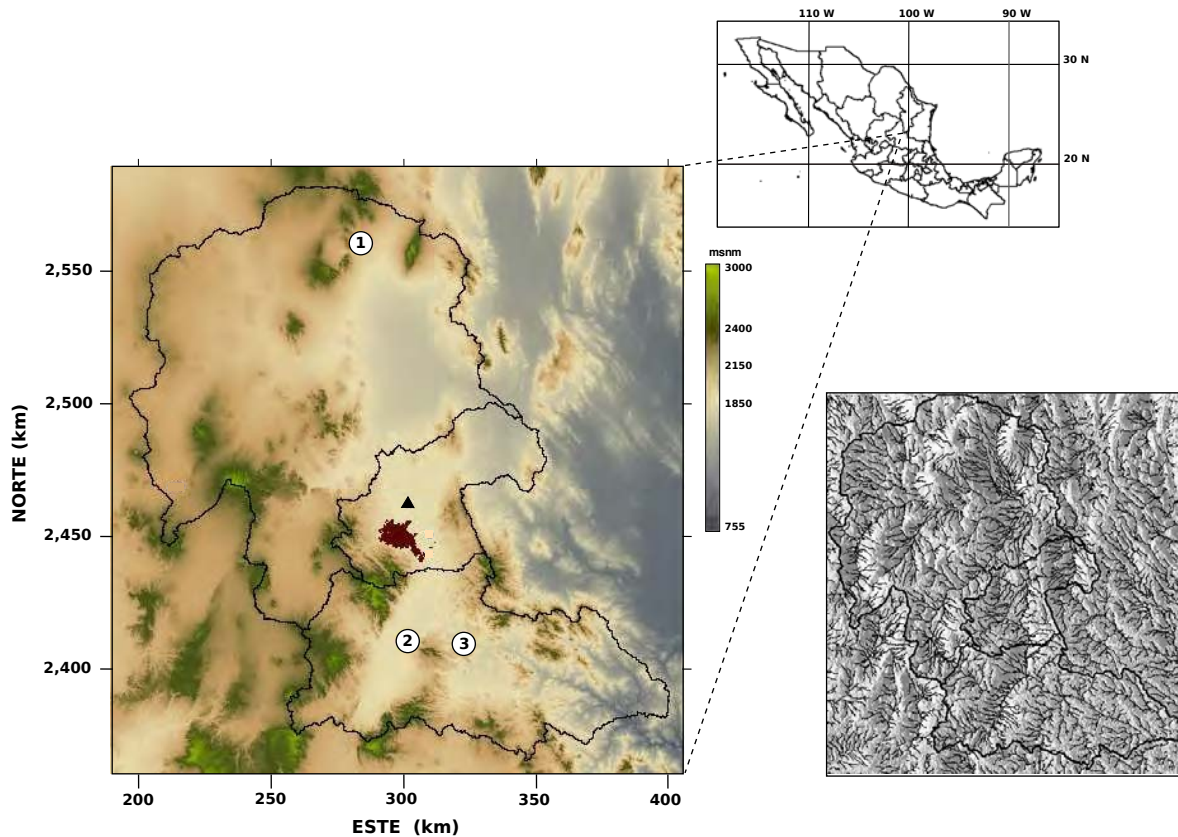


Figura 4.1: Localización del área de estudio y sus correspondientes cuencas y líneas de flujo. En el centro de la imagen se muestra la zona urbana de la Cd. de San Luis Potosí. El triángulo señala la ubicación de la estación meteorológica usada. Los círculos con números son lugares de referencia: (1) Charcas, (2) Villa de Reyes y (3) Santa María del Río. Sistema de coordenadas UTM zona 14.

se encontró la mayor cantidad de imágenes disponibles con condiciones de cielo despejado y en las que las dos escenas necesarias para cubrir parte de la zona de estudio hubieran sido adquiridas el mismo día.

Se tomó como referencia la clasificación de uso de suelo generada por INEGI en 2001 y actualizada en 2005 y se agrupó el área de estudio en los siguientes usos de suelo: bosque, cuerpos de agua, matorral, pastizal, agricultura de riego, agricultura de temporal y zona urbana.

Para analizar la variación intra-anual de las variables que determinan las tasas de evapotranspiración se seleccionó una porción del área de estudio en la cual se localizan la ciudad de San Luis Potosí, la Sierra de San Miguelito y la Sierra de Álvarez. En la Fig. 4.2 se muestran las imágenes de satélite en una composición de

falso color (RGB-543) de la sección en las diferentes fechas analizadas. En esta figura, se muestran en verde oscuro los bosques, en verde brillante la vegetación con alta actividad fotosintética, en azul las zonas urbanas, en color lila y blanco los suelos desnudos y en negro los cuerpos de agua.

Para llevar a cabo la comparación estacional de la variación espacial de la *ET* se consideraron para primavera imágenes adquiridas el 30 de marzo y para otoño imágenes adquiridas el 24 de octubre.

Se realizaron análisis estadísticos de los valores estimados para algunos de los índices de vegetación, tales como el albedo, el *NDVI* y el *LAI*. Estos análisis se realizaron únicamente en la porción del área de estudio mostrada en la Fig. 4.2. Por otra parte, para analizar estadísticamente los valores obtenidos de evapotranspiración diaria (ET_{24}) se consideró toda la zona de estudio, presentada en la Fig. 4.1.

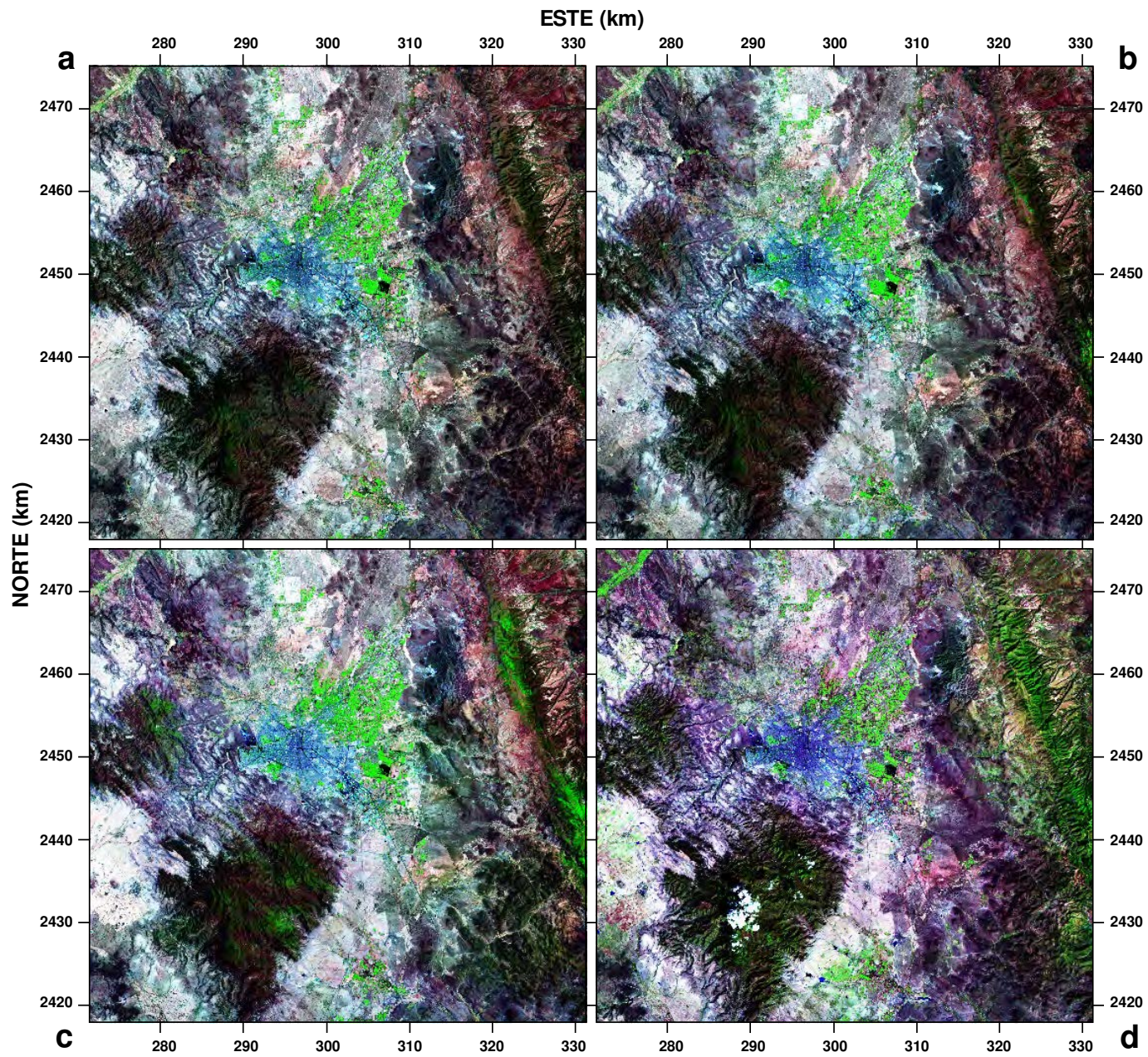


Figura 4.2: Imagen en falso color RGB-543 del Valle de San Luis Potosí: (a) 30 de marzo de 2001, (b) 23 de abril de 2001, (c) 25 de mayo de 2001 y (d) 24 de octubre de 2001.

4.2. Albedo (α)

El albedo fue calculado integrando las bandas que captan la reflectancia en el espectro electromagnético de onda corta (bandas 1-5 y 7) usando un coeficiente de ponderación para cada una de ellas. El albedo varía en función del tipo de cobertura de la superficie ya que cada cual tiene características espectrales o de reflectividad diferentes.

En la Fig. 4.3 se puede observar la variación intra-anual en la distribución espacial de los valores de albedo en el VSLP y en la Fig. 4.4 se muestra la variación estacional del albedo en las tres cuencas que cubren el acuífero del VSLP. En la tabla 4.1 se presenta una relación de valores típicos de albedo para algunas superficies.

En la Fig. 4.5 se muestra una representación gráfica del análisis estadístico realizado a los valores de albedo estimados para cada uso de suelo en las cuatro fechas analizadas. Como se puede observar, sobresale la cantidad de valores atípicos que se obtuvieron, lo cual es atribuible a que la clasificación de uso de suelo data del año 2005 y por lo tanto algunos usos de suelo ya no corresponden a los actuales.

Las superficies que obtuvieron los valores más altos de albedo son las clasificadas como cuerpos de agua (Fig. 4.5a), lo cual puede ser debido a que la superficie original ya no está cubierta por agua. Asimismo, puede influir la profundidad en los niveles de agua, ya que los cuerpos de agua profundos normalmente presentan un albedo cercano a cero y el albedo es un poco mayor en cuerpos de agua someros o en superficies húmedas.

Conforme a los valores reportados en la literatura, los valores más bajos de albedo se obtuvieron en las superficies cubiertas por bosques (Fig. 4.5b), con valores promedio de 0.13 para los días analizados de marzo, abril y mayo y de 0.15 para el 24 de octubre.

Las zonas urbanas, mostraron un albedo medio de 0.22, prácticamente igual para las cuatro fechas analizadas (Fig. 4.5c).

Las áreas cubiertas por matorrales y pastizales obtuvieron valores de albedo muy similares, en promedio 0.18 (Fig. 4.5d y e).

El valor promedio de albedo de las superficies dedicadas a la agricultura de riego y de temporal fue de 0.2 (Fig 4.5f y g).

Cuadro 4.1: Valores típicos de albedo (Horiguchi, 1992)

suelo negro	0.08-0.14
arcilla	0.16-0.23
arenas blancas/ amarillas	0.34-0.4
arenas grises/ amarillas	0.18-0.23
campos de arroz	0.17-0.22
pasto	0.15-0.25
campos de maíz	0.14-0.22
bosque caducifolio	0.15-0.2
bosque de coníferas	0.1-0.15
agua (elev. solar=10°)	0.348
agua (elev. solar=30°)	0.06
agua (elev. solar=50°)	0.025

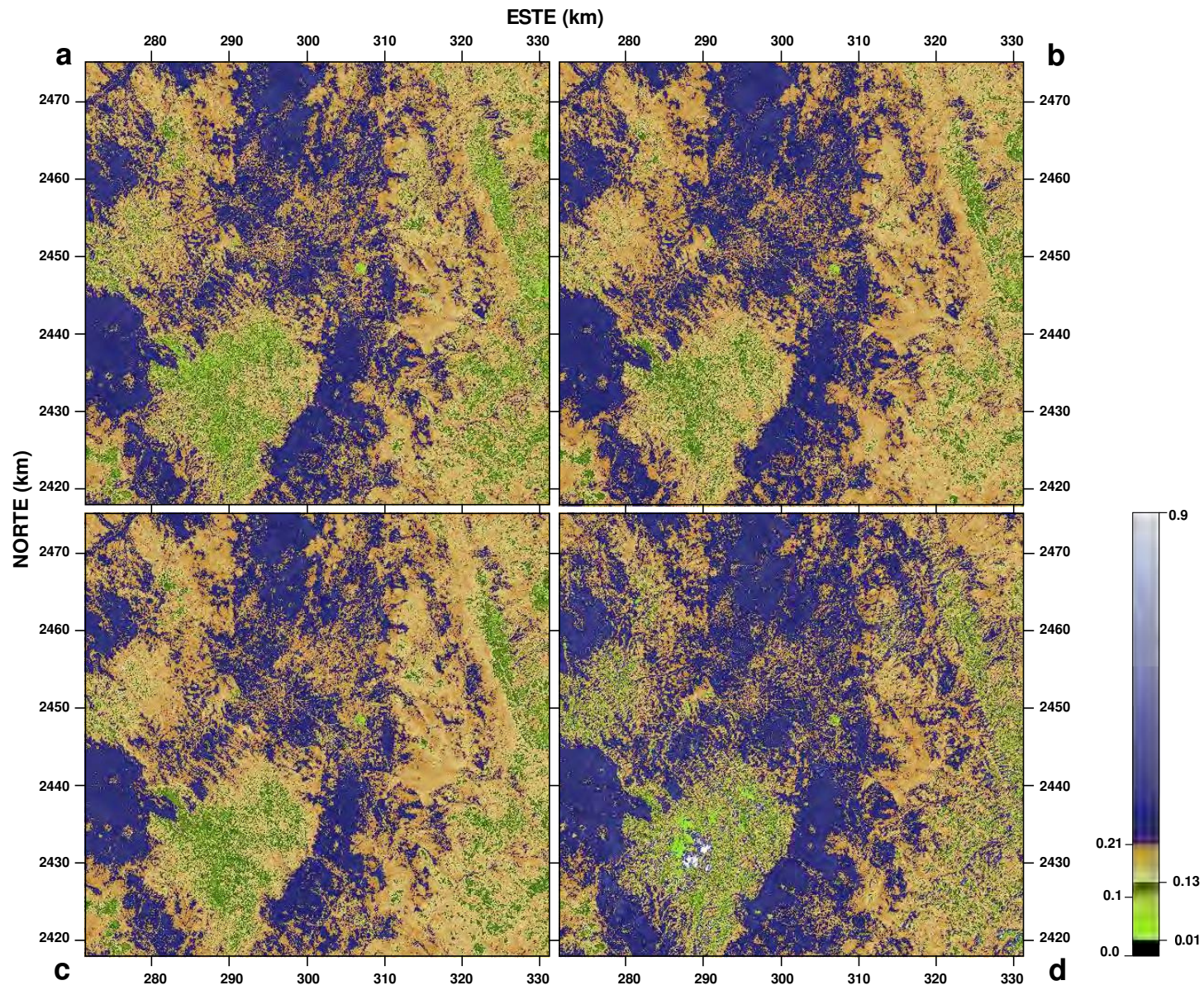


Figura 4.3: Distribución espacial del albedo (α) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

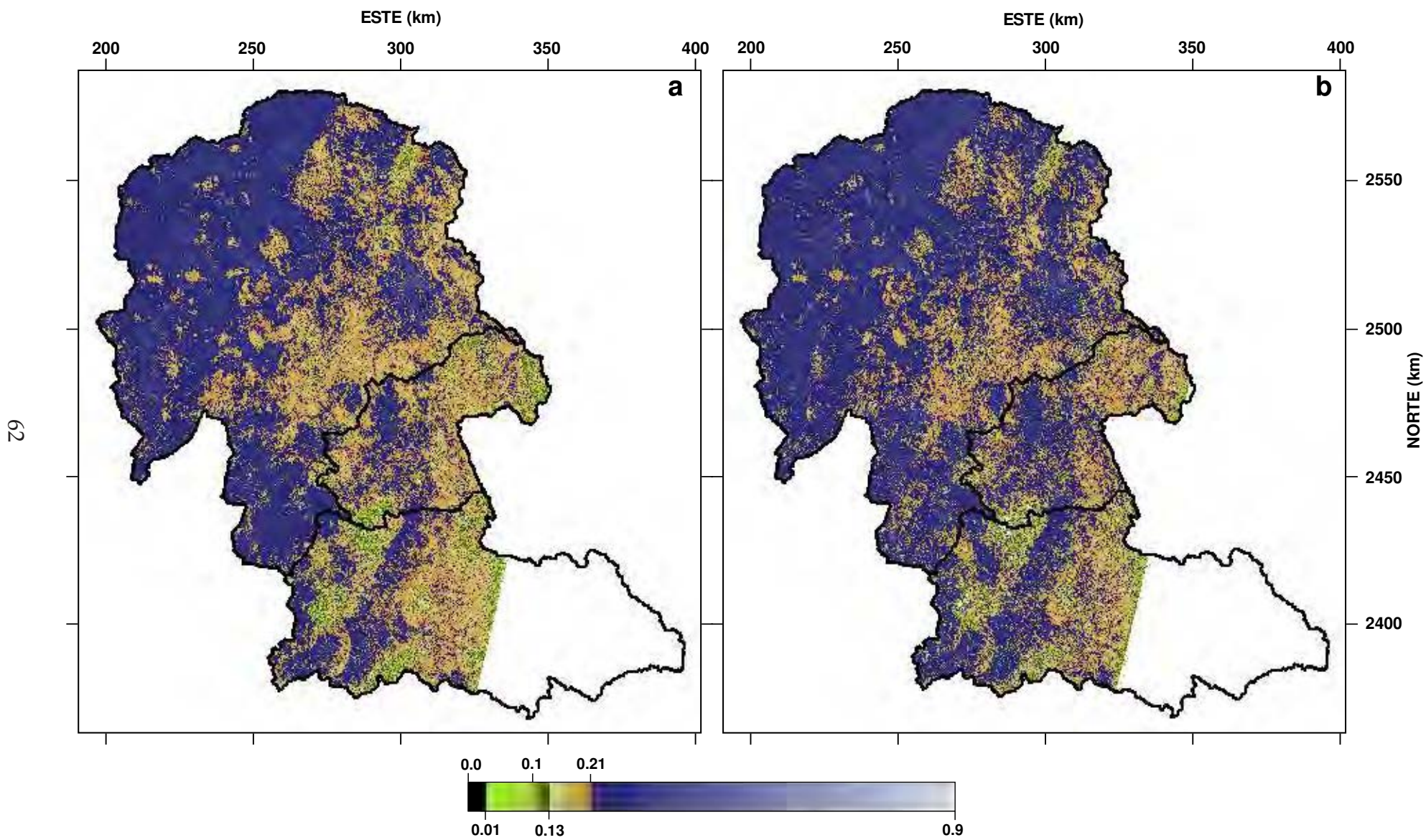


Figura 4.4: Distribución espacial del albedo (α) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

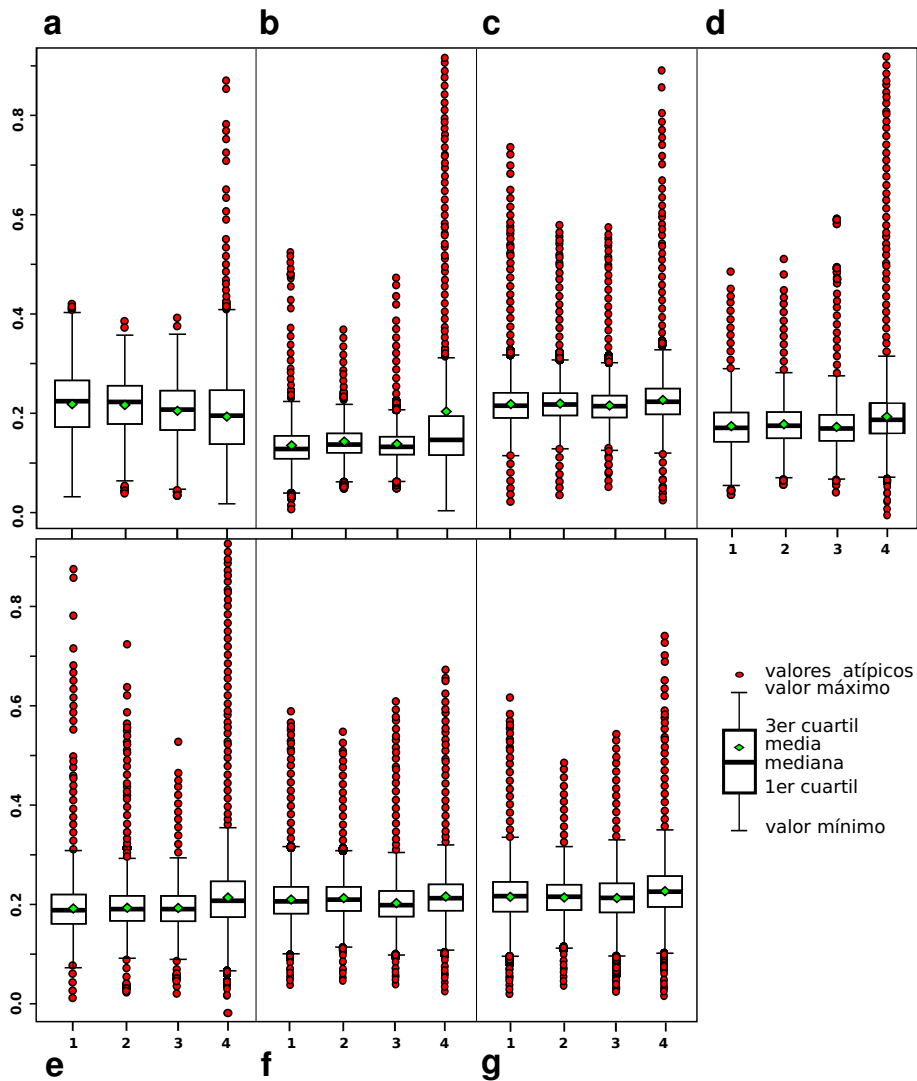


Figura 4.5: Diagramas de caja del albedo (α) estimado para marzo de 2001 para diferentes usos de suelo: (a) Agua, (b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e) Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal.

4.3. Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI)

Este índice fue desarrollado para reducir el efecto que tiene la reflectancia del suelo en la reflectancia del dosel de la vegetación que es medida por índices como el *LAI*. El factor de ajuste *L* óptimo es de 0.5, cuando existe una cantidad moderada de vegetación (Huete, 1988).

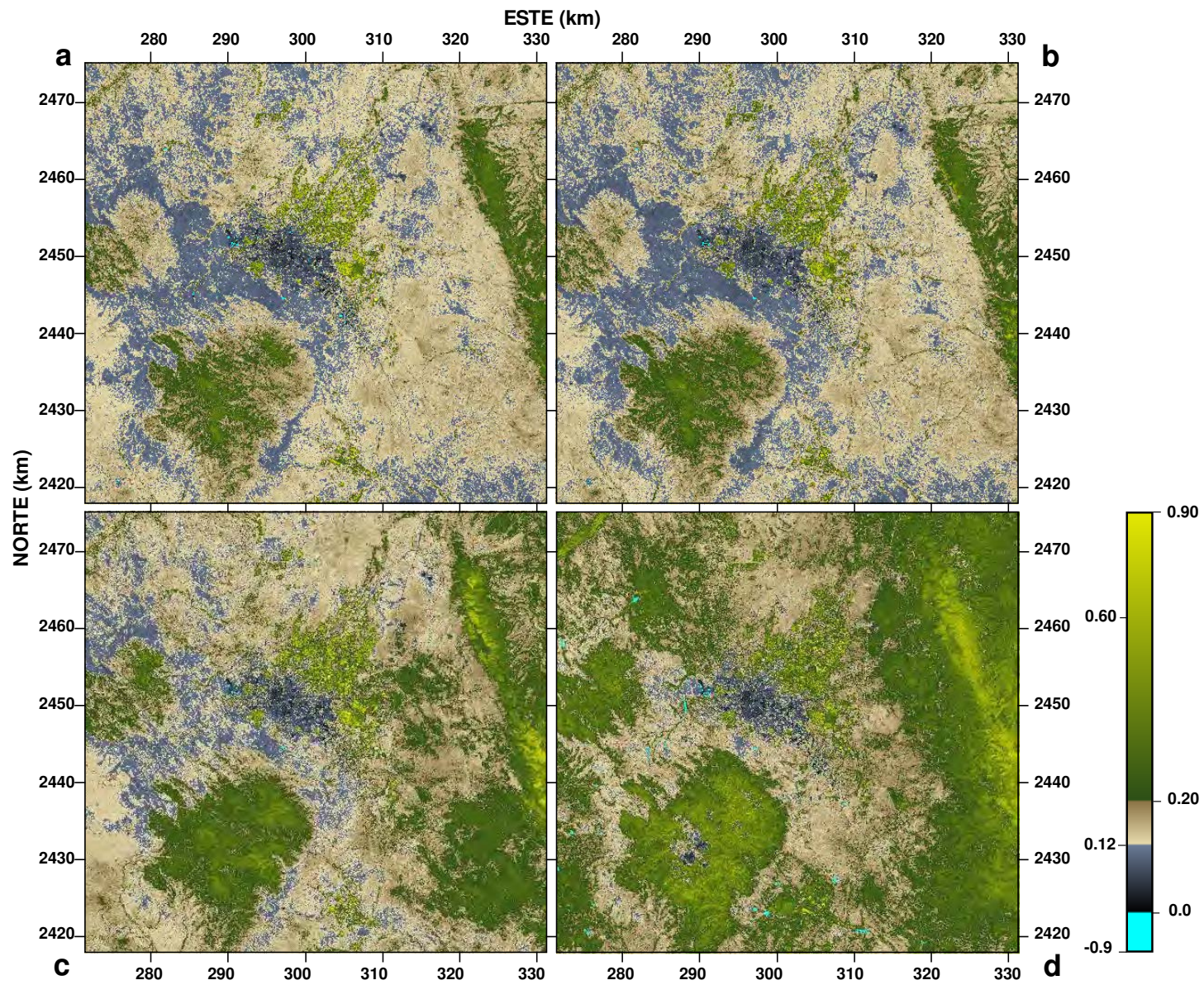


Figura 4.6: Distribución espacial del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

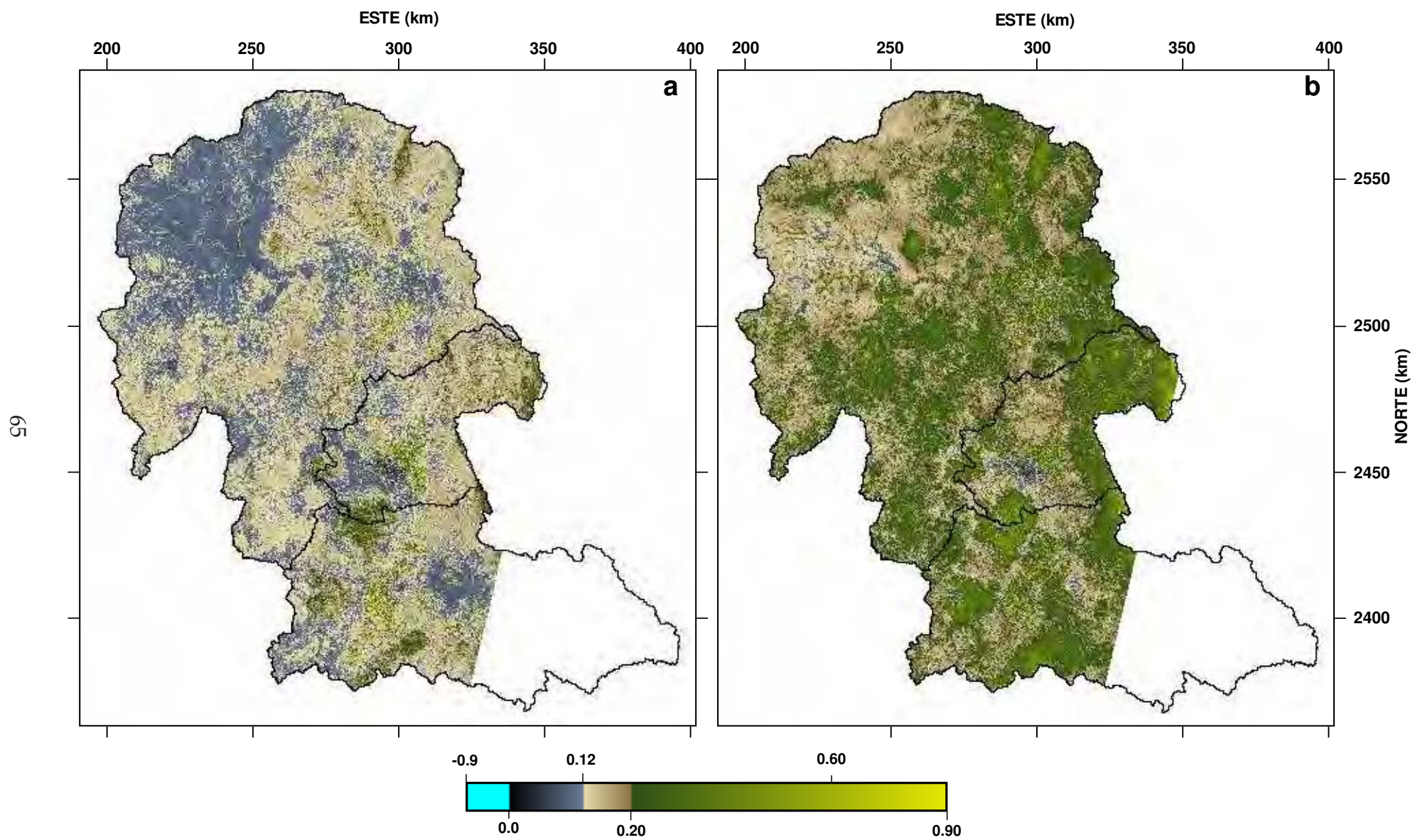


Figura 4.7: Distribución espacial del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) en las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

Dado que la zona de estudio tiene un clima semiárido y gran parte de la superficie tiene vegetación escasa, se consideró más adecuado establecer $L = 0,1$. Lo anterior está basado en una investigación realizada por Tasumi (2003) en donde al aplicar este valor en una región con características similares, se redujo el impacto que causa la variación de la humedad en los valores de *SAVI*. En la Fig. 4.6 se muestra la variación intra-anual en los valores de *SAVI* y en la Fig. 4.7 se muestra su variación estacional sobre toda el área de estudio. Como se puede observar, los cuerpos de agua presentan valores inferiores a cero. Las zonas urbanas y las áreas con suelos desnudos o con escasa vegetación presentan valores entre 0 y 0.20. Los valores más altos se observan en las zonas cubiertas por vegetación como bosques y campos agrícolas, o en zonas con mayor contenido de humedad en el suelo, como en el mes de octubre posterior a la temporada de lluvias en la región (Fig. 4.7b).

4.4. Índice de Área Foliar (*LAI*)

El *LAI* representa la proporción entre el área de hojas que existen por unidad de superficie de suelo. Es un componente importante en la estimación de la *ET*, porque puede determinar la cantidad de energía que llega al suelo la cual es conducida a través de él (*G*). Por ejemplo, cuando los valores de *LAI* que se obtienen son muy bajos (valores entre 0 y 0.01) significa que no existe vegetación sobre la superficie que intercepte parte de la radiación solar que incide sobre ella y por lo tanto, una gran parte de esta energía es absorbida por el suelo y otra parte es reflejada afectando la cantidad de energía que es almacenada por la atmósfera (*H*). En la Fig. 4.8 se presenta el análisis estadístico que se realizó con los datos estimados del *LAI*. Como era de esperarse, los valores más elevados de *LAI* se obtuvieron en las áreas cubiertas por bosques y por campos de agricultura de riego (Fig. 4.8b y f). También se puede observar que el *LAI* del mes de octubre es más alto para todos los usos de suelo, debido a que la temporada de lluvias previa favoreció el crecimiento de la vegetación. Los valores más bajos de *LAI* se dieron lógicamente en los cuerpos de agua y en las zonas urbanas. Finalmente, se observa que en las áreas cubiertas

por matorral, pastizal y agricultura de temporal, el *LAI* es muy similar, con un valor promedio de 0.02. En la Fig. 4.9 se puede apreciar la variación espacial del *LAI* en las cuatro fechas analizadas, se muestran en tonos de verde brillante los valores entre 0.8 y 6 que se obtuvieron en la Sierra de San Miguelito, en la Sierra de Álvarez y en los campos agrícolas cercanos a la Cd. de SLP. En la Fig. 4.10 se puede observar como varía estacionalmente la distribución espacial del *LAI*.

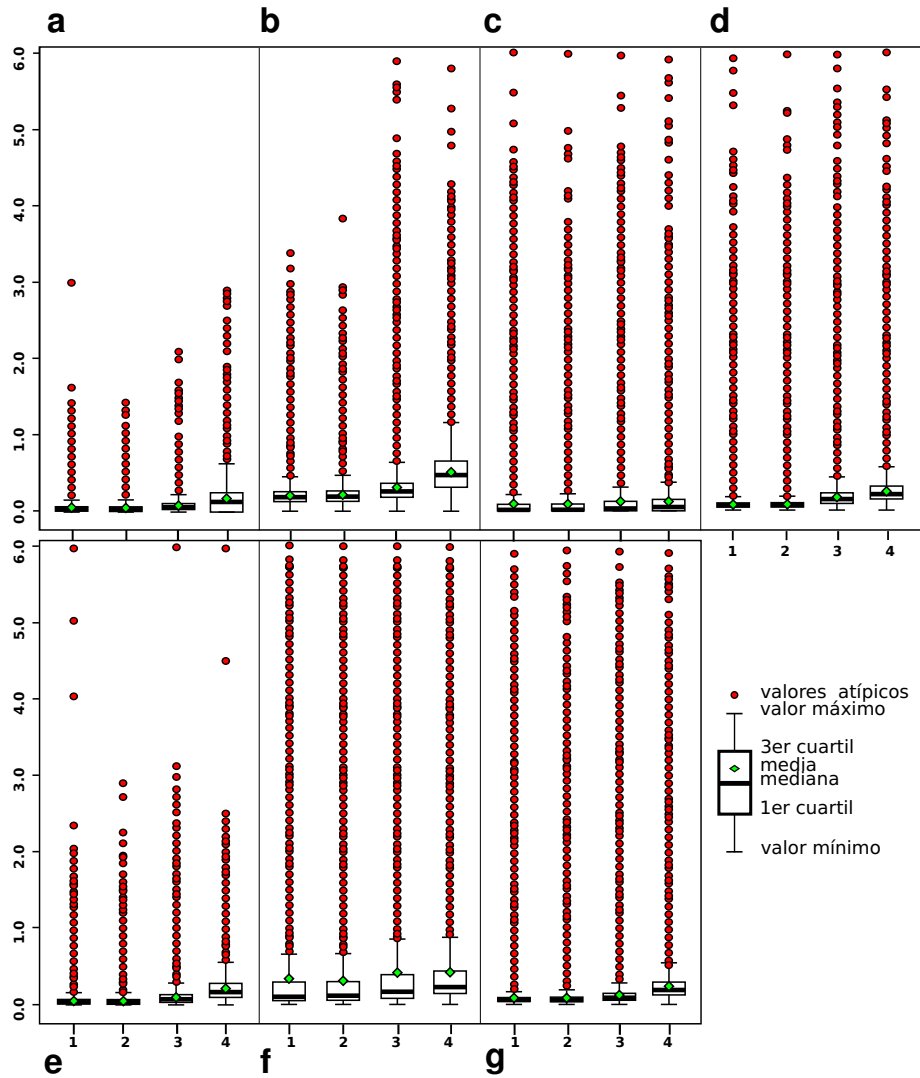


Figura 4.8: Diagramas de caja del Índice de Área Foliar (*LAI*) estimado para los diferentes usos de suelo: (a) Agua, (b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e) Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo (2) 23 de abril (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.

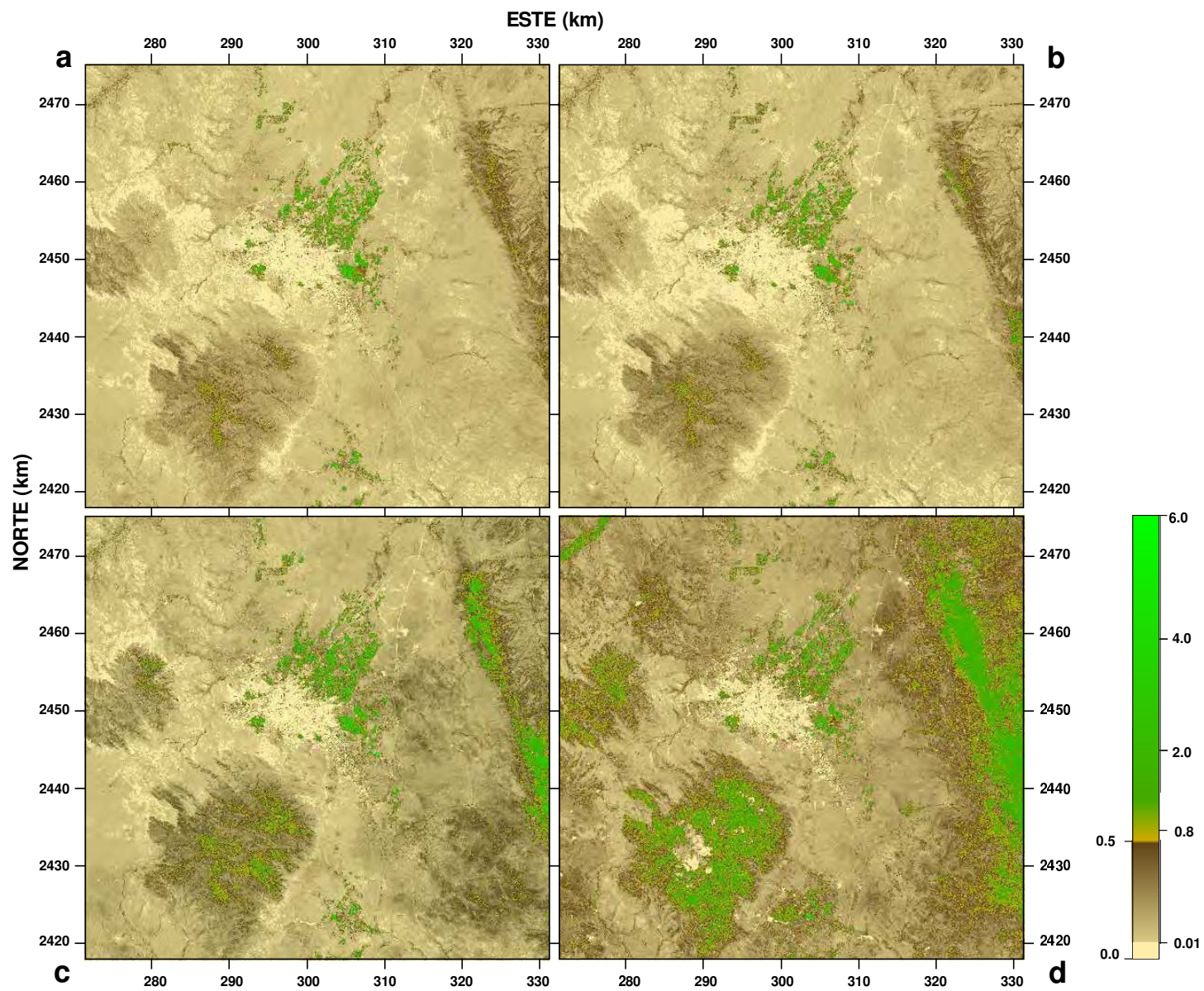


Figura 4.9: Distribución espacial del Índice de Área Foliar (*LAI*) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

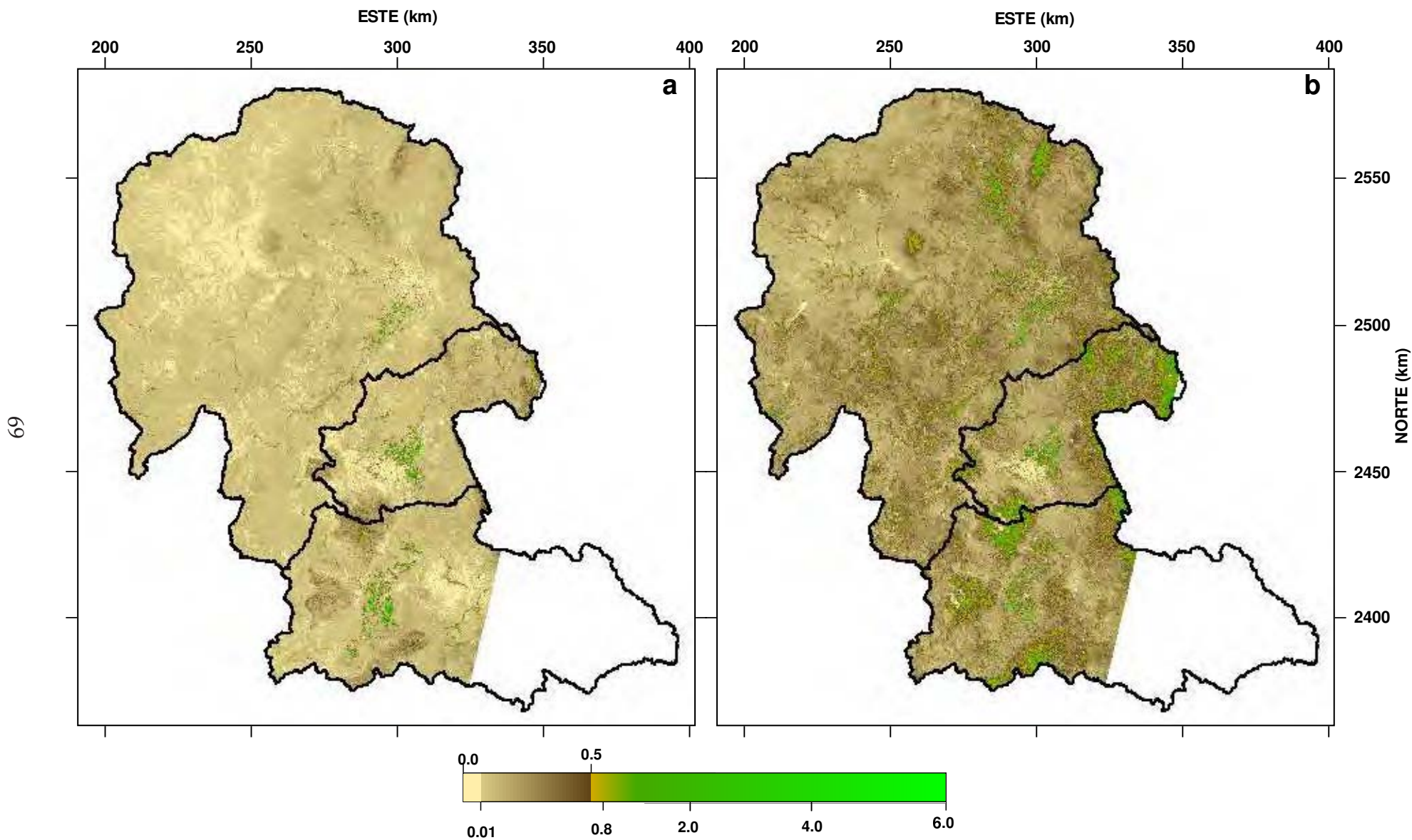


Figura 4.10: Distribución espacial del Índice de Área Foliar (*LAI*) estimado para las tres cuencas hidrológicas que abarcan el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.5. Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI)

El *NDVI* se utiliza para estimar la cantidad de vegetación verde presente en la superficie terrestre y está relacionado con la actividad fotosintética de las plantas. Los valores de este índice pueden oscilar entre -1 y 1 . Los valores de *NDVI* inferiores a 0 indican la presencia de superficies sin vegetación o cuerpos de agua y los valores más cercanos a 1 son indicadores de vegetación con alta actividad fotosintética que corresponden a áreas de bosque y cultivos agrícolas.

En la Fig. 4.11 se muestra la distribución espacial del *NDVI* en el VSLP para las cuatro fechas analizadas. En todas resulta la zona urbana de SLP con los valores más bajos de -0.3 a 0.01 y las áreas de agrícolas y de bosque con valores de 0.3 a 1 . En la Fig. 4.12 se puede comparar el cambio estacional en la distribución espacial del *NDVI* en primavera y otoño del 2001.

En la Fig. 4.13 se muestra el análisis estadístico realizado a los valores estimados de *NDVI* en el VSLP. Los valores más altos se obtuvieron para las áreas de bosques y de cultivos de regadío. En las áreas clasificadas como cuerpos de agua y zonas urbanas se observan valores medios atípicos de 0.2 , que se atribuyen al cambio de uso de suelo que no registra la clasificación de uso de suelo disponible. Los pastizales, matorrales y cultivos de temporal muestran valores medios entre 0.2 y 0.3 y son más elevados en el mes octubre.

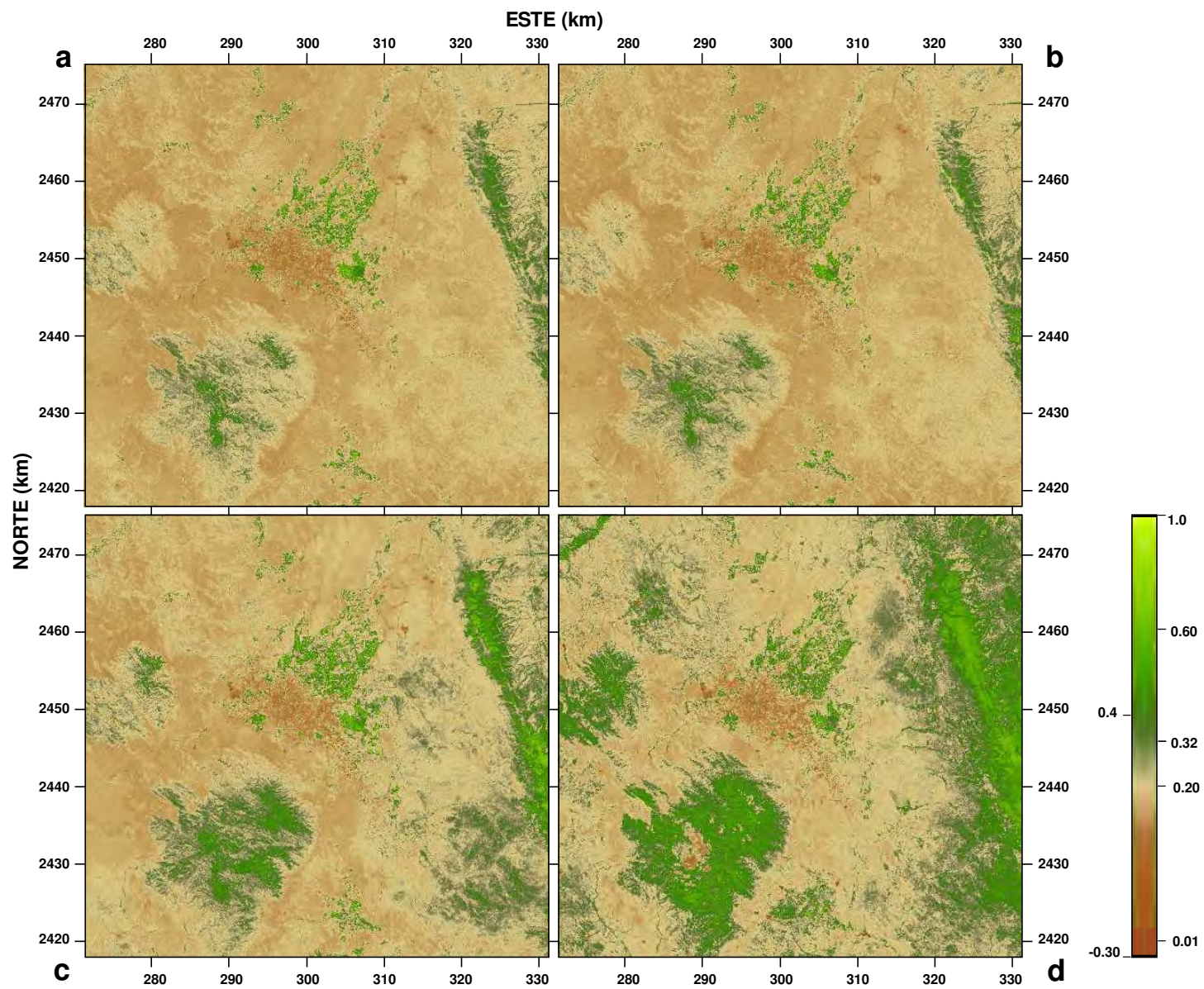


Figura 4.11: Distribución espacial del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (*NDVI*) estimado para 2001 en el VSLP: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

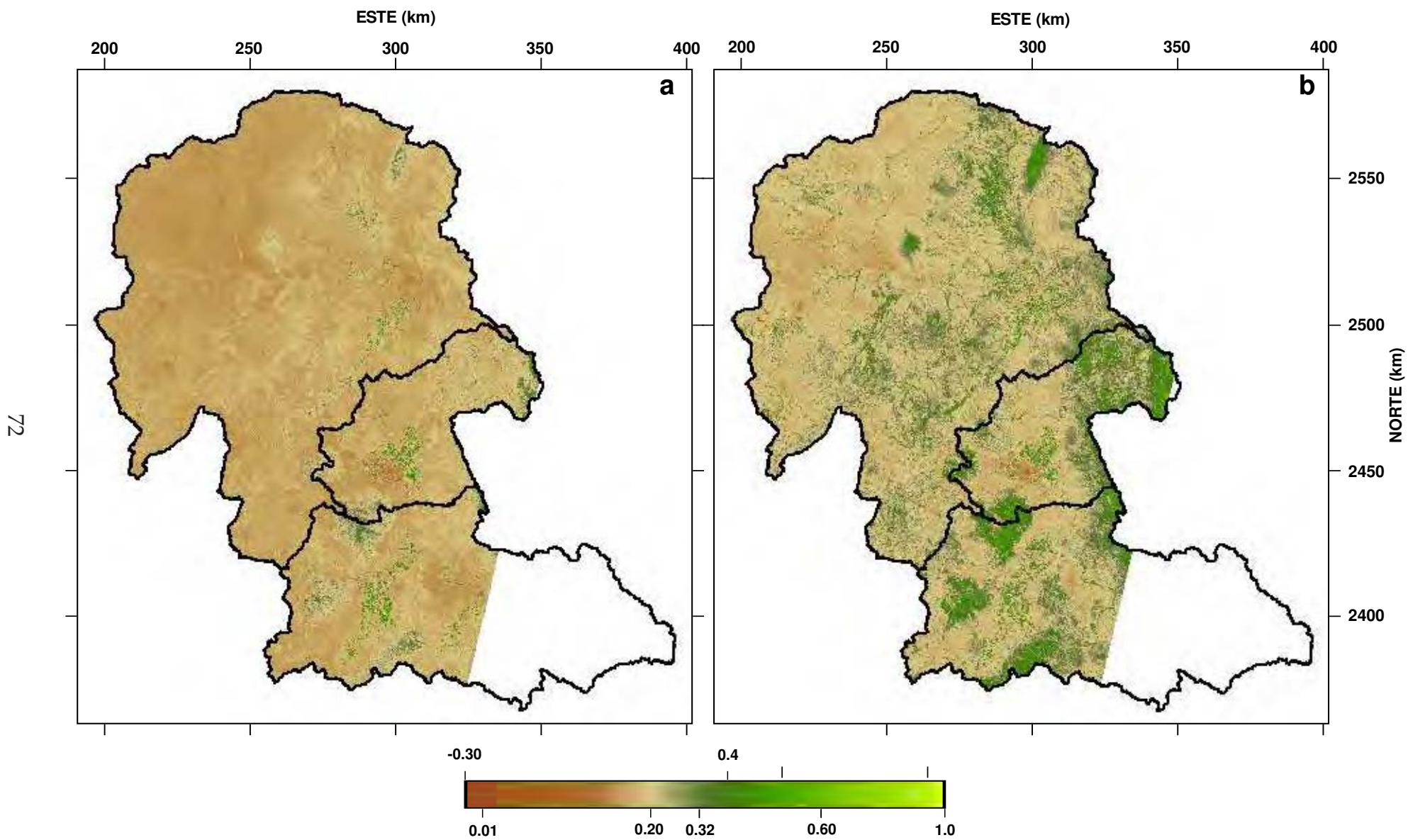


Figura 4.12: Distribución espacial del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

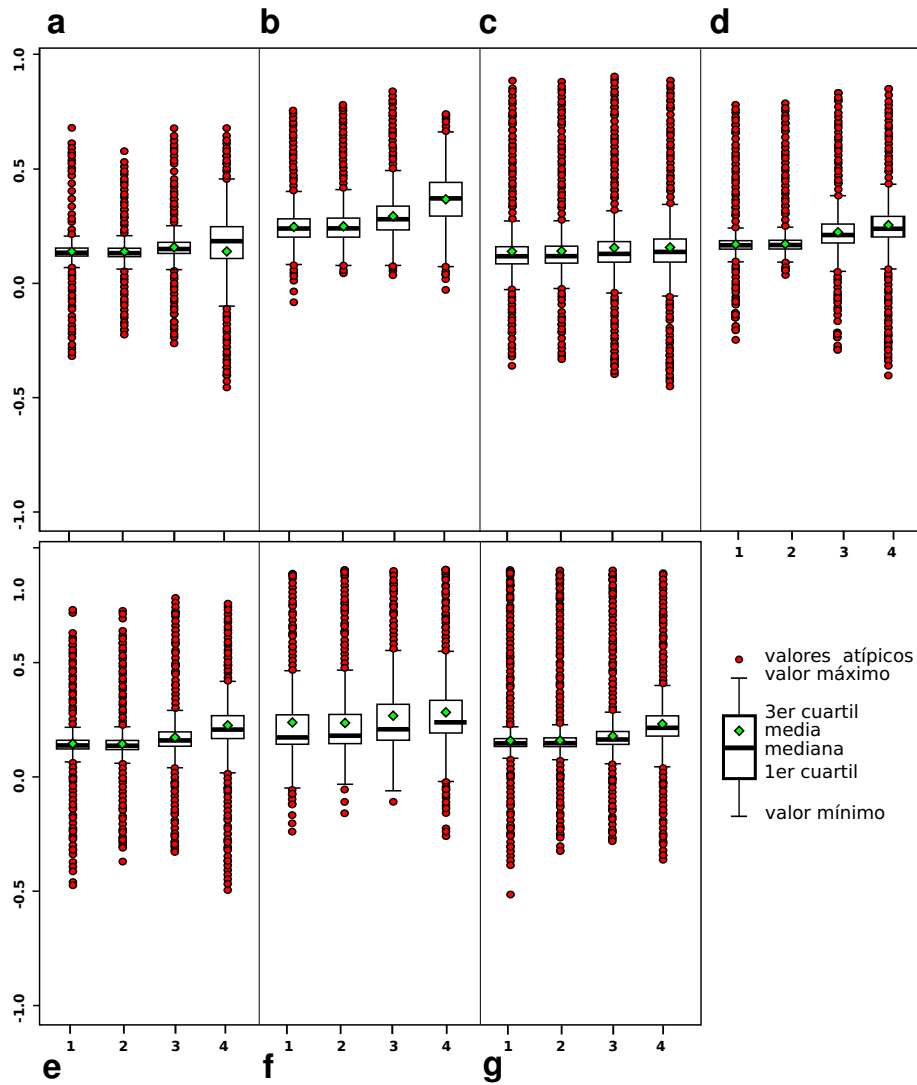


Figura 4.13: Diagramas de caja del $NDVI$ estimado para los diferentes usos de suelo: (a) Agua, (b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e) Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo (2) 23 de abril (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.

4.6. Temperatura de la superficie (T_s)

La temperatura de la superficie se estimó a partir de la banda térmica del satélite. En la Fig.4.14 se muestran la distribución espacial de la T_s en el VSLP para las cuatro fechas analizadas, mientras que en la Fig. 4.15 se presenta la distribución espacial de la temperatura de la superficie en toda el área de estudio. Como se puede observar

en ambas figuras, los cuerpos de agua presentan los valores más bajos de temperatura (entre 270 y 300 K). En las áreas cubiertas por vegetación la T_s oscila entre 300 y 310 K y las temperaturas más elevadas se concentran en zonas de suelo desnudo o con vegetación escasa mostrando valores superiores a 315 K.

En las Figs. 4.16 y 4.17 se muestra la distribución espacial de la temperatura de la superficie ajustada a una elevación común. La realización de este ajuste es necesario debido a que la temperatura del aire disminuye entre 5°C y 10°C por cada kilómetro que la elevación aumenta. Como la temperatura del aire está normalmente en equilibrio con la temperatura de la superficie, se realiza este procedimiento para no sobreestimar los valores del dT y a su vez los de la evapotranspiración.

4.7. Radiación neta (R_n)

La radiación neta es el resultado de un balance entre la radiación solar que incide sobre la superficie terrestre y la radiación emitida y reflejada por ella. En la Fig. 4.18 se presenta la distribución espacial de la R_n en el VSLP para las cuatro fechas analizadas, con valores entre 80 y 890 $W m^{-2}$. Los valores más altos se presentan en las áreas cubiertas por vegetación (entre 615 y 890 $W m^{-2}$). Los valores más bajos de radiación neta se obtuvieron en la estimación generada para octubre, lo cual se debe a que la radiación solar que incide sobre la superficie es menor en esta época del año debido al ángulo de incidencia de los rayos solares.

En la Fig. 4.19 se muestra la distribución espacial de la R_n en toda el área de estudio. El valor medio de radiación neta para el 30 de marzo en toda la zona fue de 554.56 $W m^{-2}$ y para el 24 de octubre de 367.03 $W m^{-2}$.

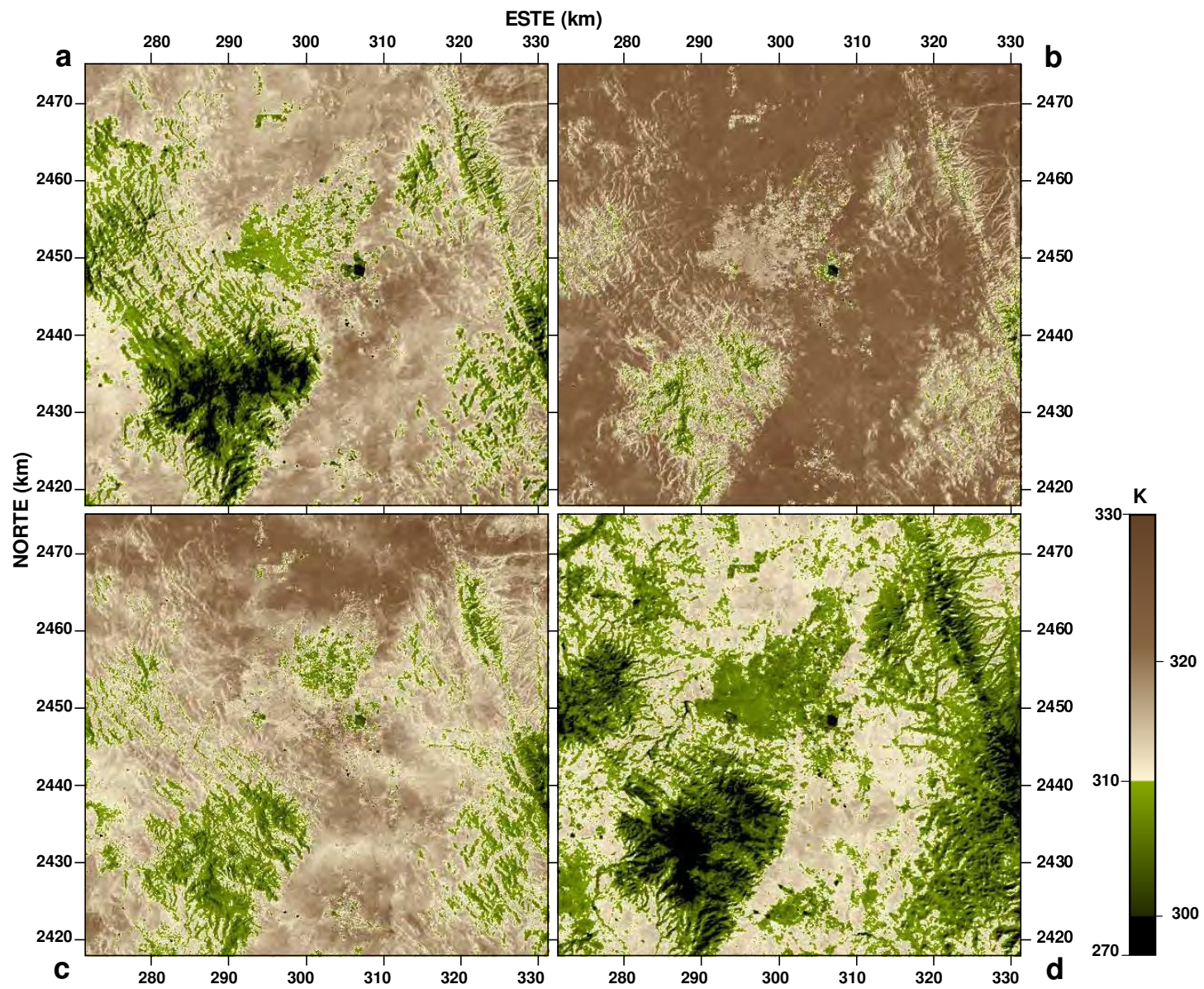


Figura 4.14: Distribución espacial de la temperatura de la superficie (T_s) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

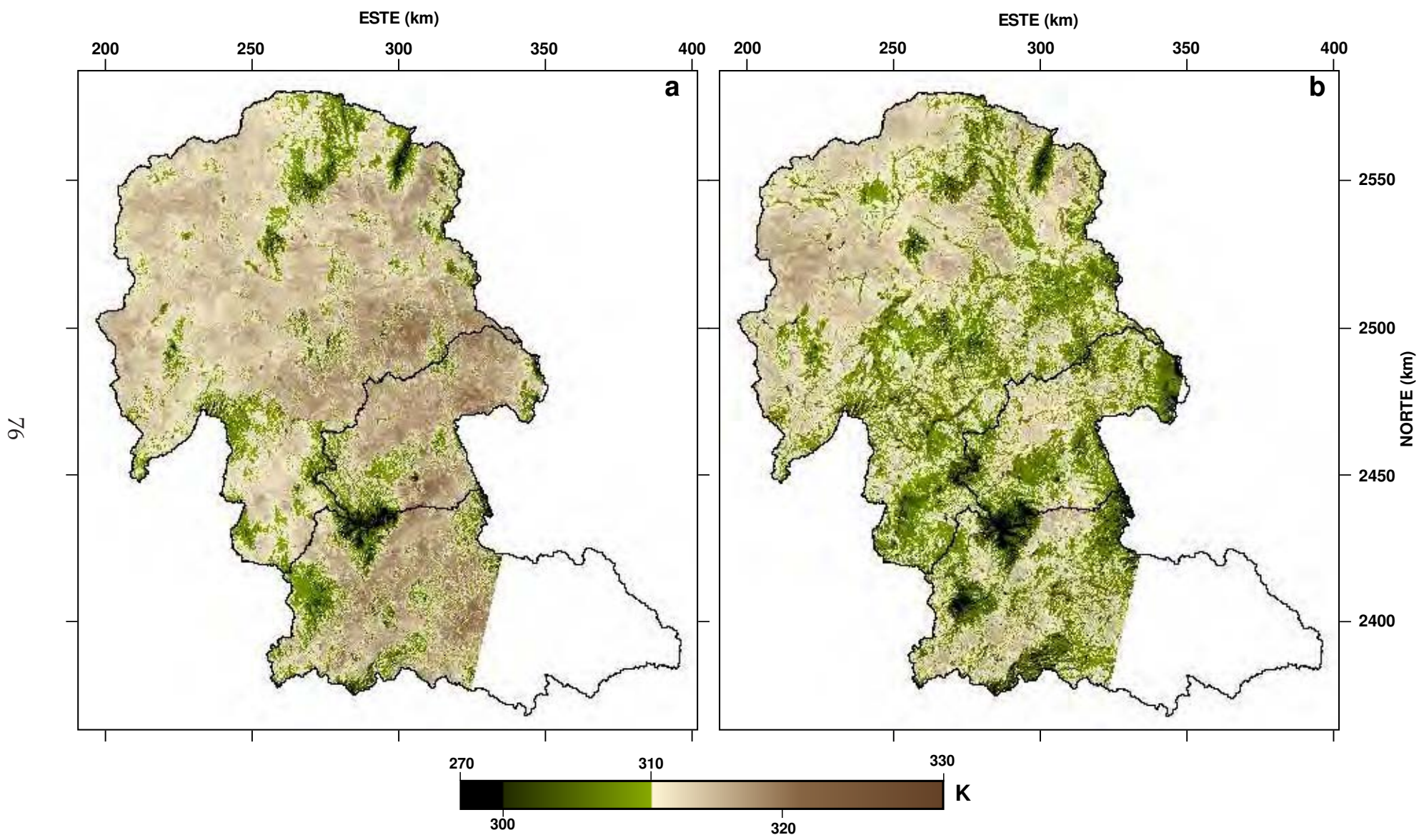


Figura 4.15: Distribución espacial de la temperatura de la superficie (T_s) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

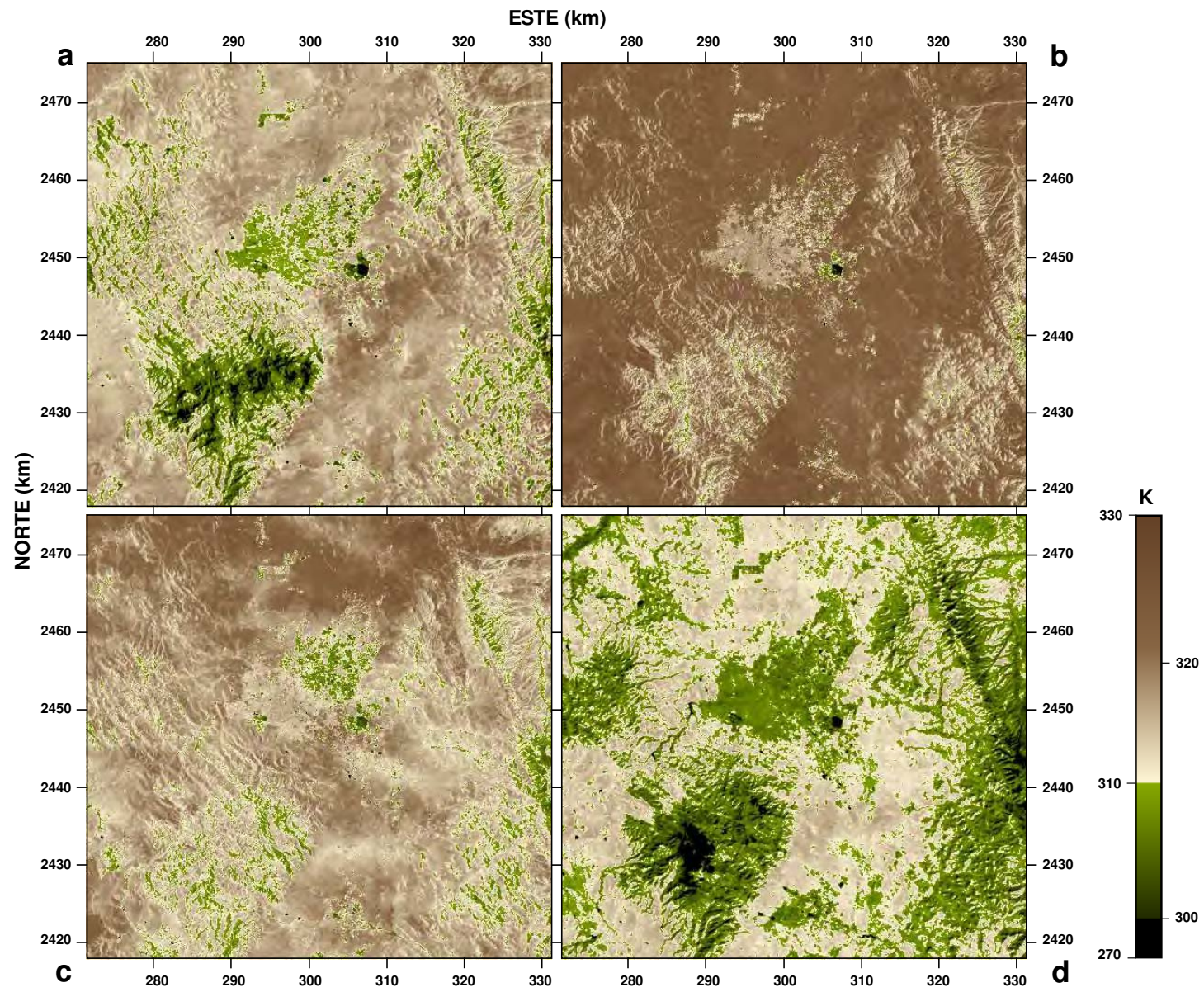


Figura 4.16: Distribución espacial de la temperatura de la superficie ajustada a una elevación común ($T_{s\ mde}$) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre T_{mde}

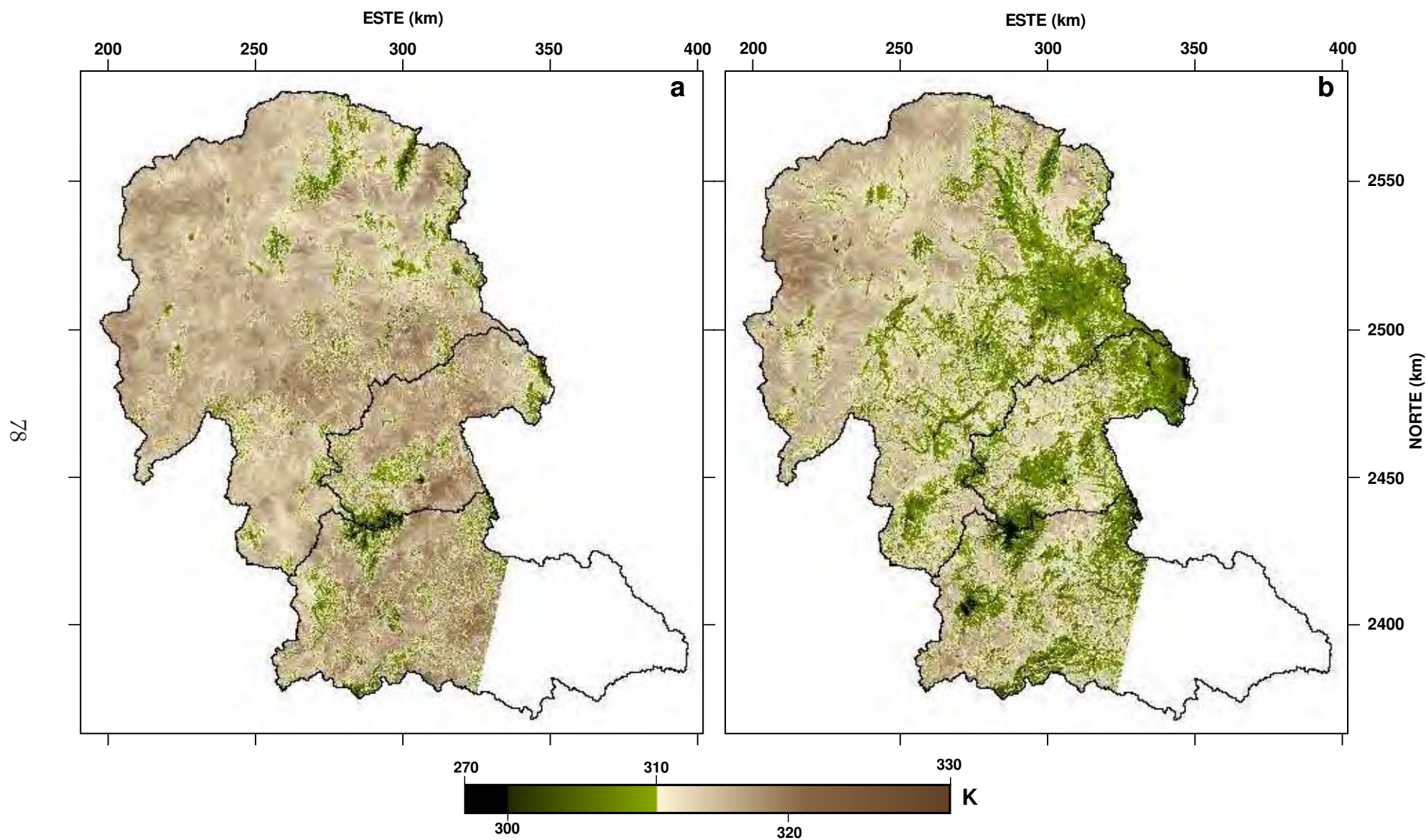


Figura 4.17: Distribución espacial de la temperatura de la superficie ajustada a una elevación común ($T_{s\ mde}$) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

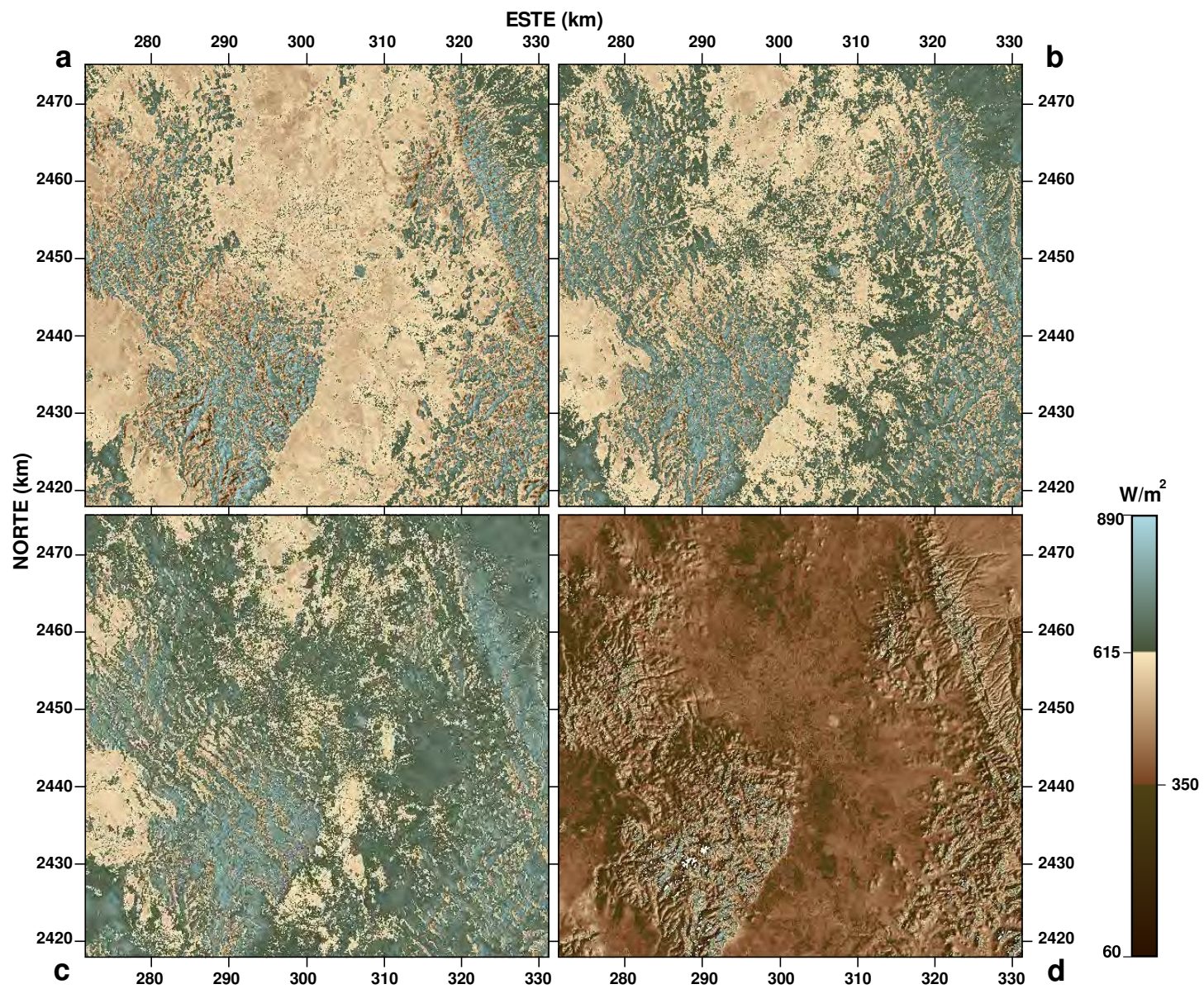


Figura 4.18: Distribución espacial de la radiación neta (R_n) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

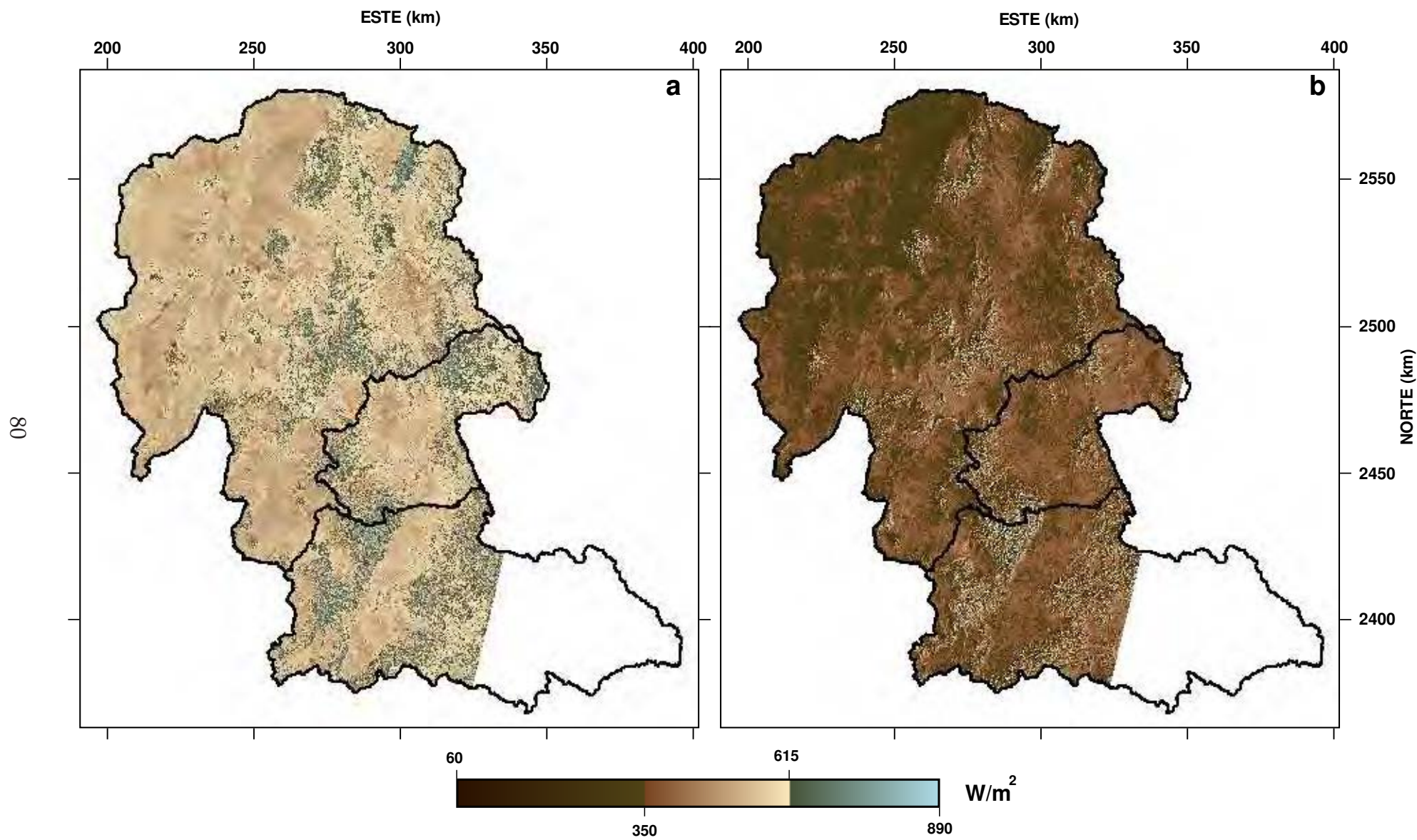


Figura 4.19: Distribución espacial de la radiación neta (R_n) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.8. Flujo de calor en el suelo (G)

El flujo de calor en el suelo fue calculado en función del LAI , la radiación neta y de la temperatura de la superficie. Dado que el cálculo de G está en función de la cantidad de vegetación presente, en las superficies cubiertas por vegetación los valores estimados oscilan entre 30 y 50 $W\ m^{-2}$ y en las superficies de suelo desnudo el rango de valores es de 100 a 170 $W\ m^{-2}$. En la Fig. 4.20 se muestra la distribución espacial de G en el VSLP para las cuatro fechas analizadas. En dicha figura se observa que los valores obtenidos en octubre son muy bajos, lo cual se debe a la menor cantidad de radiación solar que incide sobre la superficie en esa fecha. En la Fig. 4.21 se presenta la distribución espacial de G en toda el área de estudio, con valores promedio de 116 $W\ m^{-2}$ para el 30 de marzo y de 96.81 $W\ m^{-2}$ para el 24 de octubre. En las figuras 4.22 y 4.23 se presenta la distribución espacial del flujo de calor en el suelo ajustado a la temperatura de la superficie del pixel extremo caliente. Como se puede ver, la disminución en los valores de G es mínima y solo se produce en las superficies que tienen una temperatura mayor a la del pixel caliente.

4.9. Longitud de rugosidad (z_{om})

La longitud de rugosidad fue estimada en función de la cantidad de vegetación presente, con base en los valores estimados del LAI . Representa una medida de resistencia y de fricción para la capa de aire que interactúa con la superficie. En la Fig. 4.24 se presenta la distribución espacial de z_{om} en el VSLP. La ecuación que se utilizó para su cálculo limita los valores mínimos a 0.005 m que corresponden a zonas urbanas y de suelo desnudo. En las áreas cubiertas por cultivos agrícolas y por bosques se obtuvieron los valores más altos (entre 0.018m a 1 m). En la Fig. 4.25 se puede comparar la variación estacional de z_{om} , como se puede observar, en octubre se estimaron valores más altos que para marzo y esto se debe a que en octubre la vegetación fue favorecida por la temporada de lluvias previa.

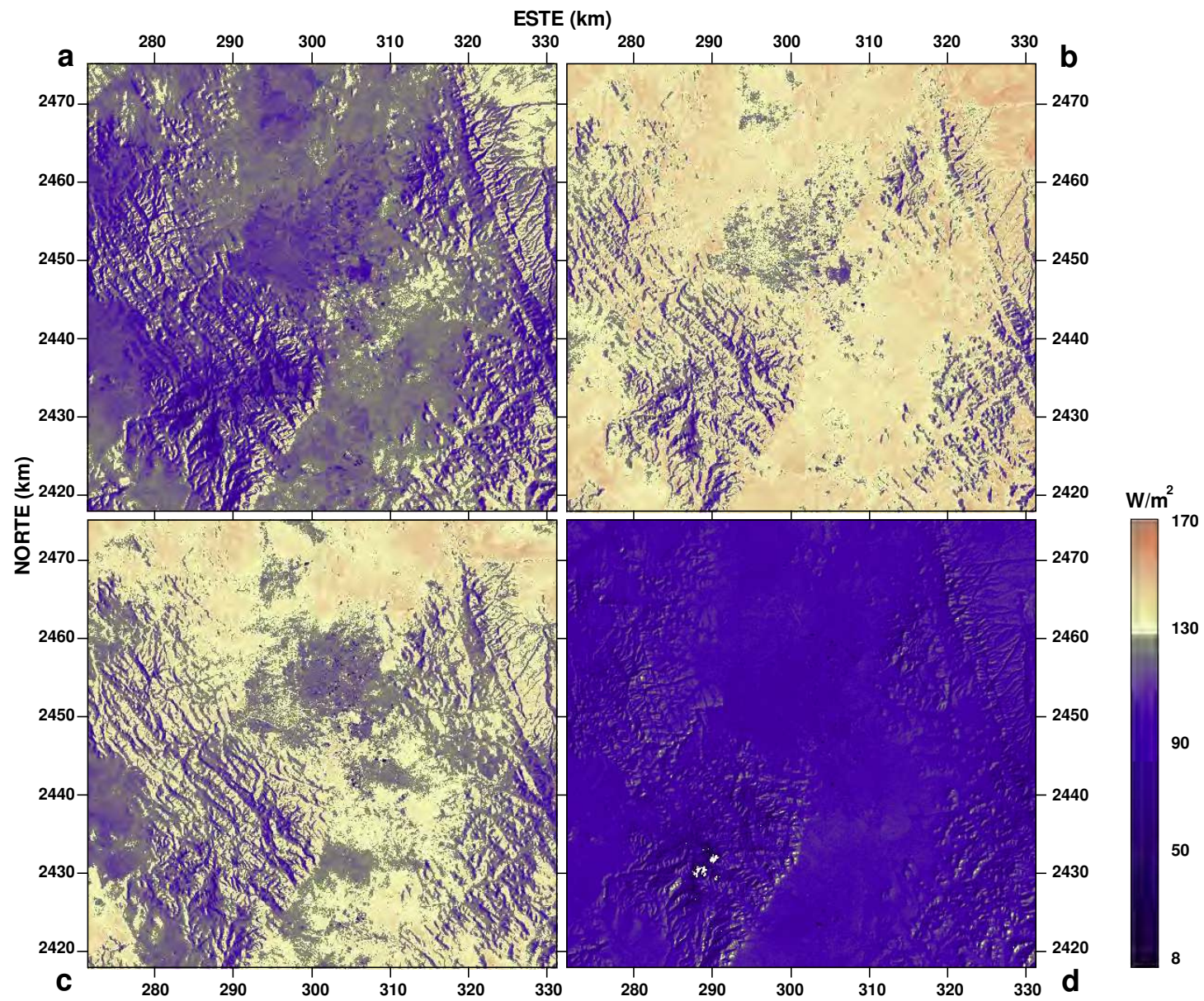


Figura 4.20: Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

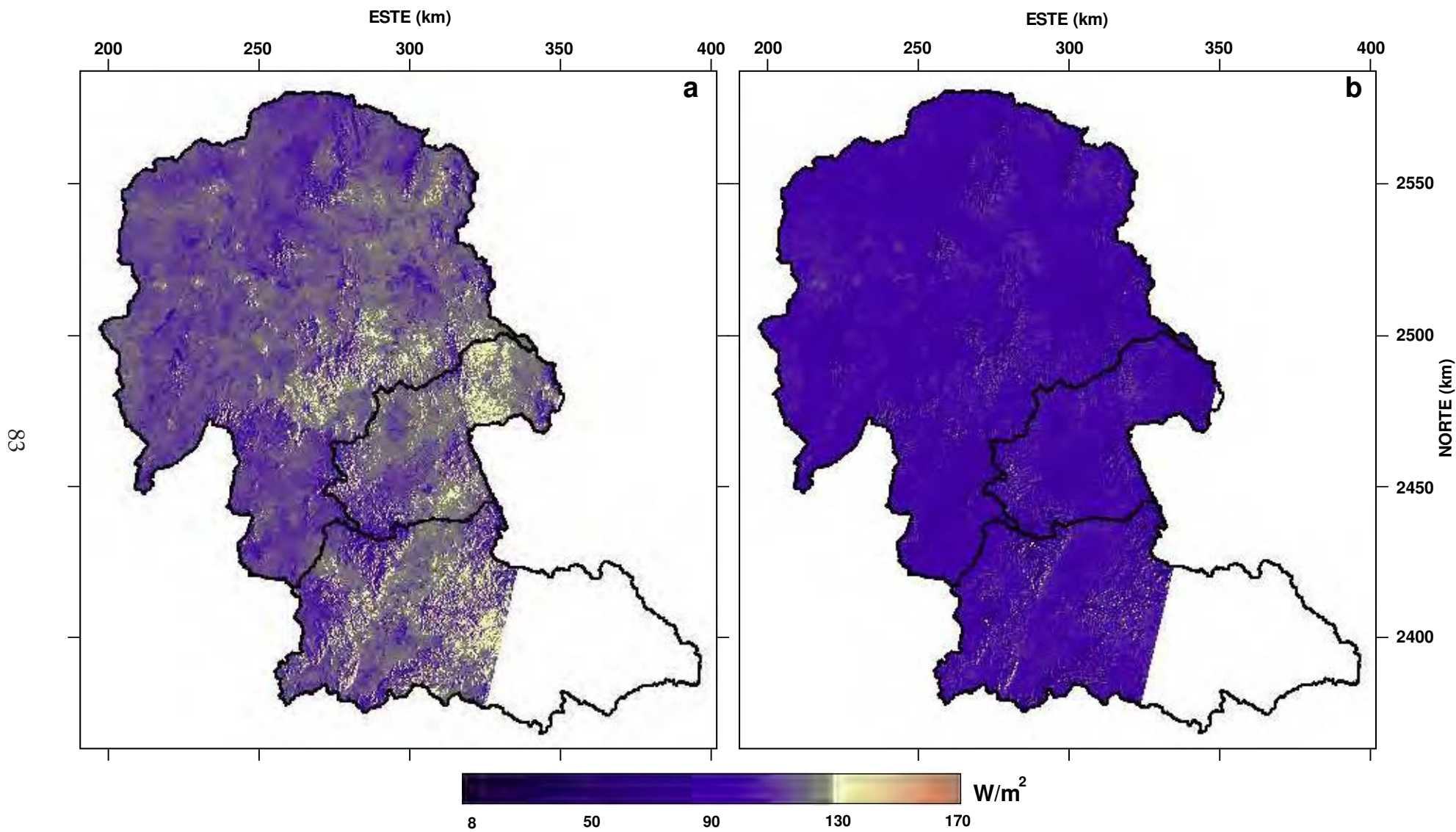


Figura 4.21: Distribución espacial del flujo de calor en el suelo (G) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

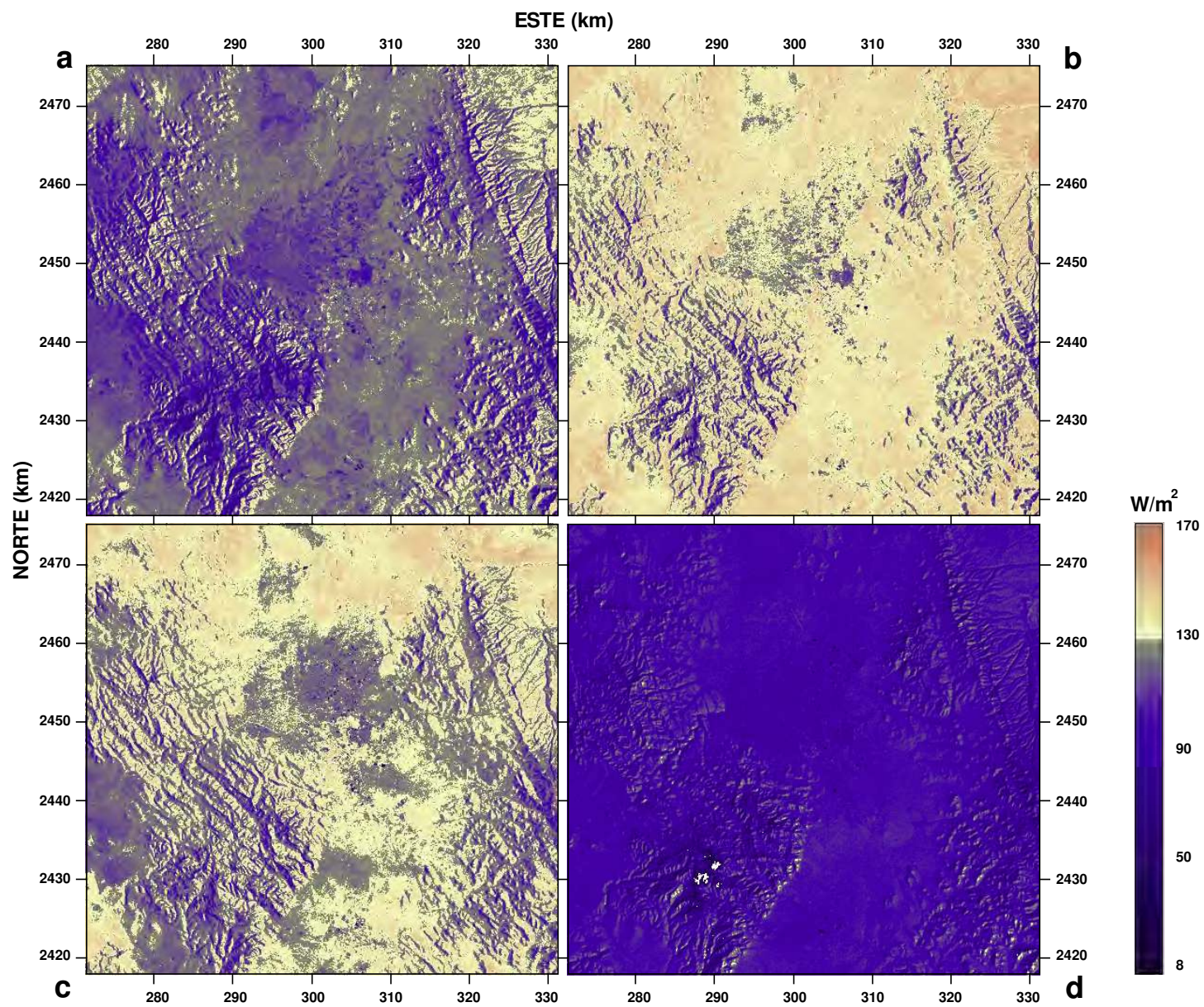


Figura 4.22: Distribución espacial del flujo de calor en el suelo ajustado (G_{adj}) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

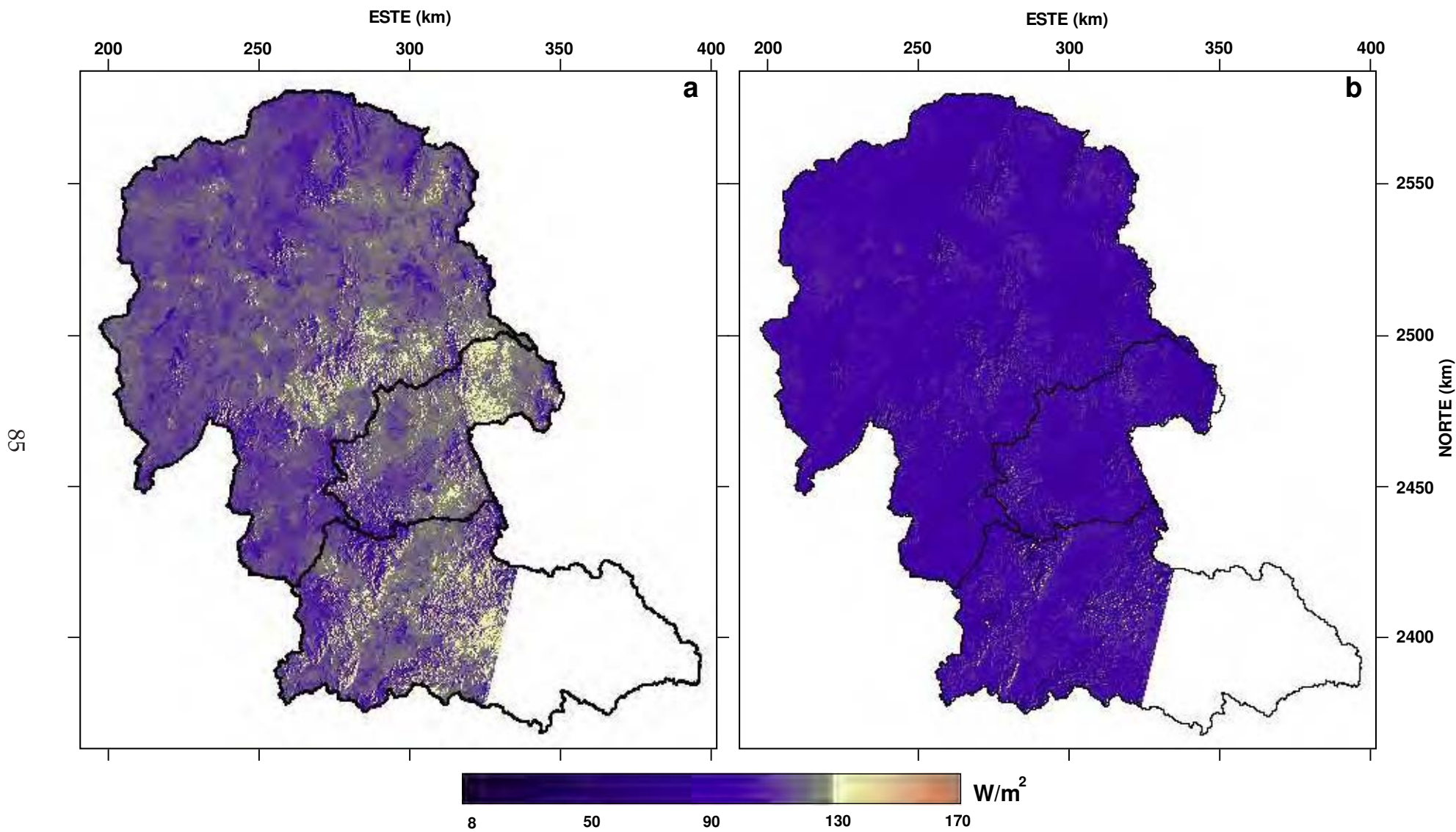


Figura 4.23: Distribución espacial del flujo de calor en el suelo ajustado (G_{adj}) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

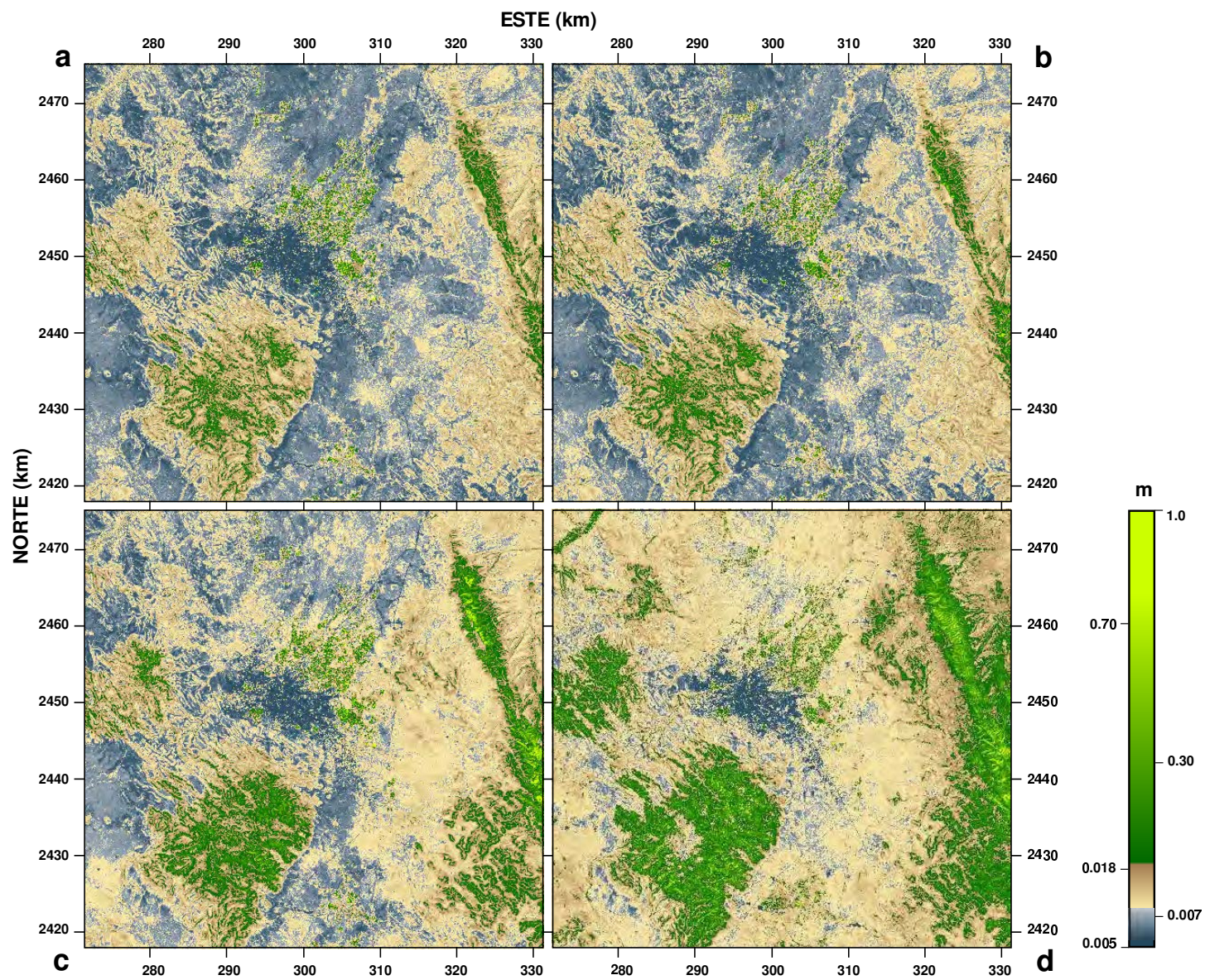


Figura 4.24: Distribución espacial de la longitud de rugosidad (z_{om}) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

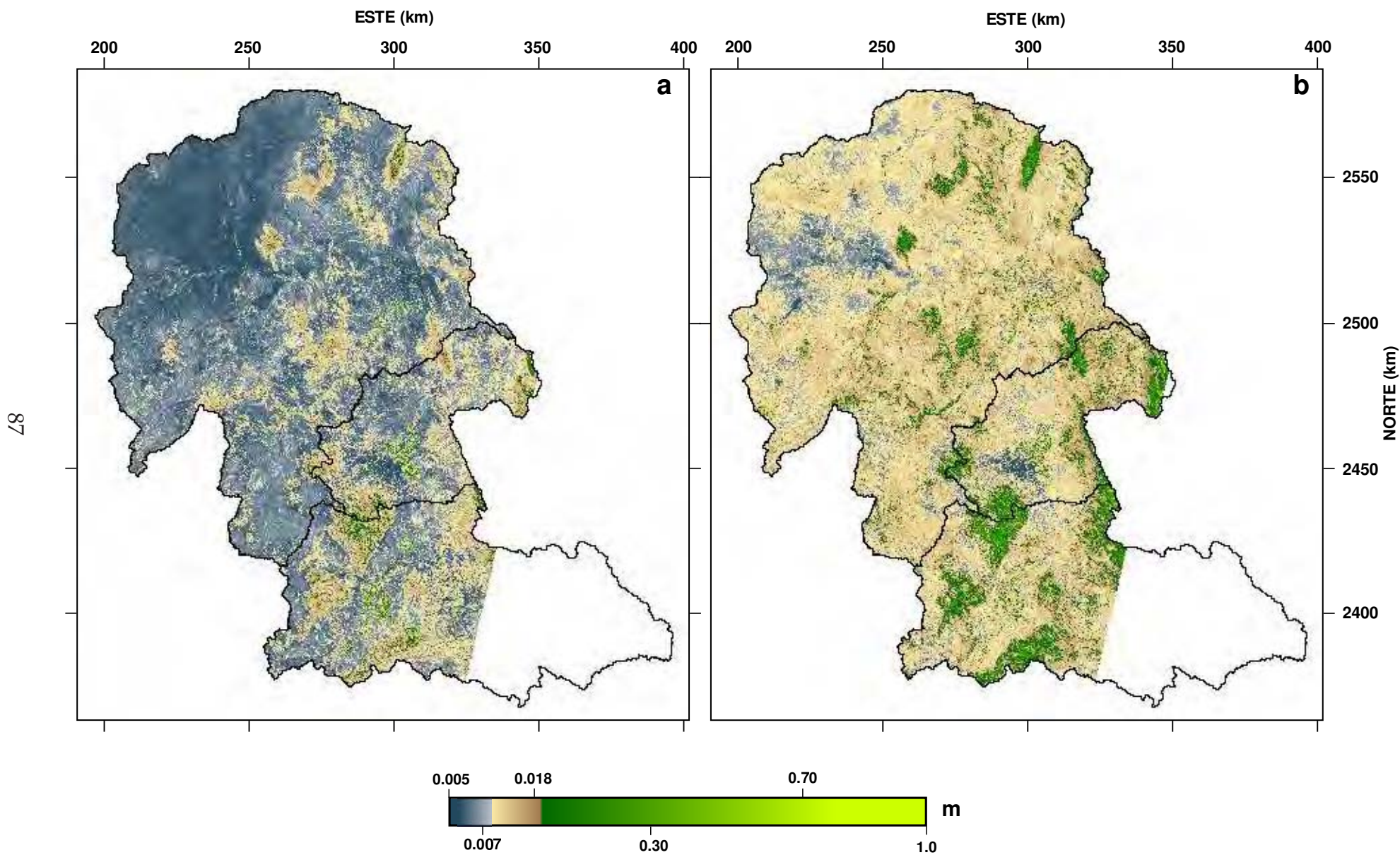


Figura 4.25: Distribución espacial de la longitud de rugosidad (z_{om}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.10. Resistencia aerodinámica (r_{ah})

En METRIC, para el cálculo de r_{ah} se utiliza la velocidad del viento extrapolada a una altura de mezcla por encima de la superficie del suelo y un sistema de corrección de estabilidad iterativo basado en las funciones de Monin-Obukhov (Obukhov, 1971). La distribución espacial de la resistencia aerodinámica en el VSLP para las cuatro fechas analizadas se presenta en la Fig. 4.26, con valores entre 8 y 48 $s\ m^{-1}$. La estimación de la r_{ah} en toda la zona de estudio se muestra en la Fig. 4.27, con un valor promedio de 12.2 $s\ m^{-1}$ para el 30 de marzo y de 13.83 $s\ m^{-1}$ para el 24 de octubre. La r_{ah} es menor en las áreas cubiertas por vegetación y mayor en las superficies de suelo desnudo y altas temperaturas.

4.11. Velocidad de fricción (u^*)

La velocidad de fricción fue calculada en función de la longitud de rugosidad y la velocidad del viento a una altura de mezcla de 200 m, en donde u^* se considera constante en toda la imagen de satélite sin importar las características de la superficie. En la Fig. 4.28 se presenta la distribución espacial de u^* en el VSLP; como se puede observar, el rango de valores se encuentra entre 0.12 y 0.7 $m\ s^{-1}$. Para el 30 de marzo y el 23 de abril la velocidad del viento usada fue 5.1 $m\ s^{-1}$ y para el 25 de mayo y el 24 de octubre la velocidad del viento usada fue 4 $m\ s^{-1}$. En la Fig. 4.29 se muestra la distribución espacial de la u^* en las tres cuencas que cubren el acuífero de SLP. El valor medio estimado en toda el área el 30 de marzo fue de 0.504 $m\ s^{-1}$ y para el 24 de octubre fue de 0.42 $m\ s^{-1}$. Como se puede apreciar en todas las figuras, la velocidad de fricción es mayor en la superficies cubiertas por vegetación.

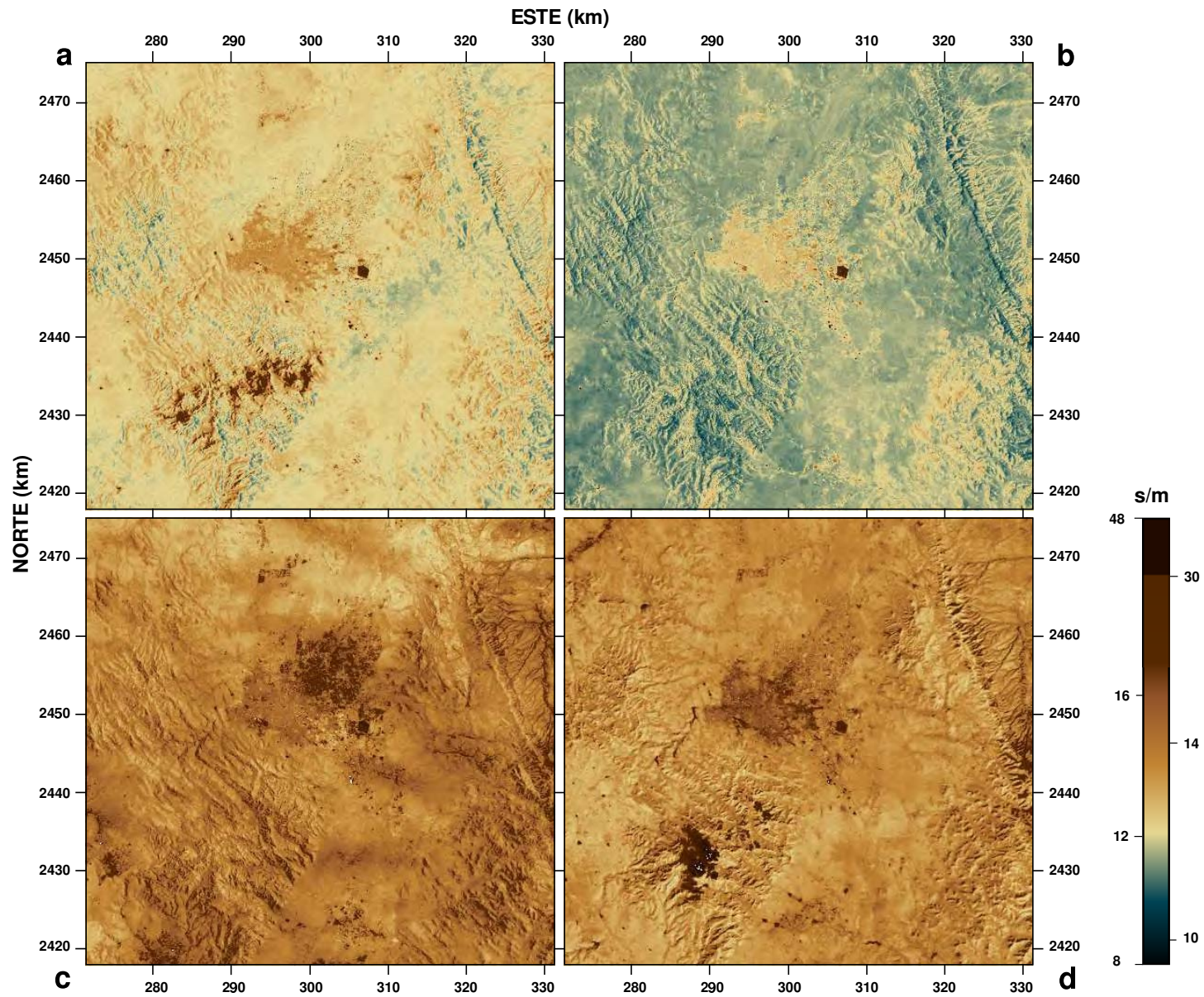


Figura 4.26: Distribución espacial de la resistencia aerodinámica (r_{ah}) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

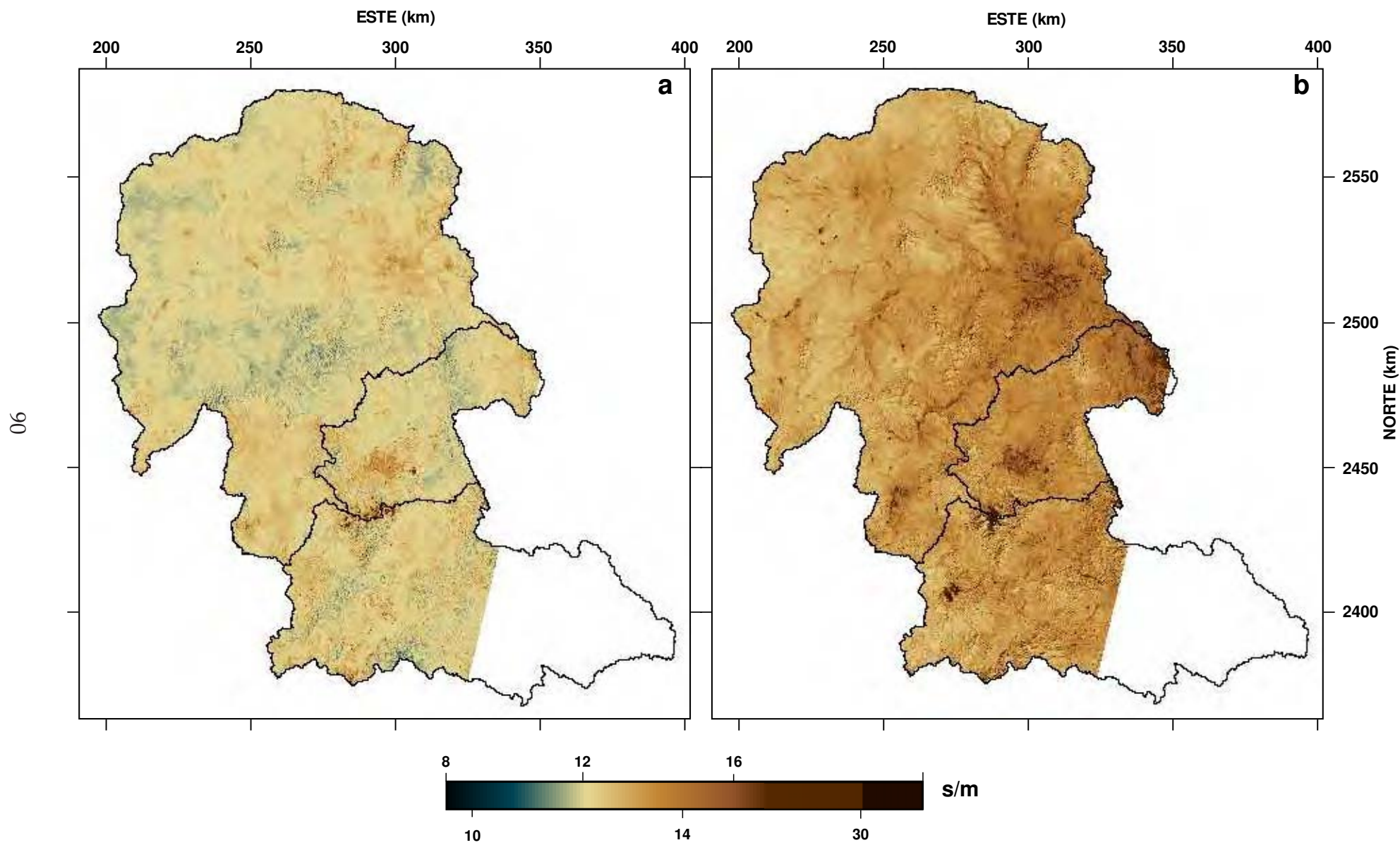


Figura 4.27: Distribución espacial de la resistencia aerodinámica (r_{ah}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

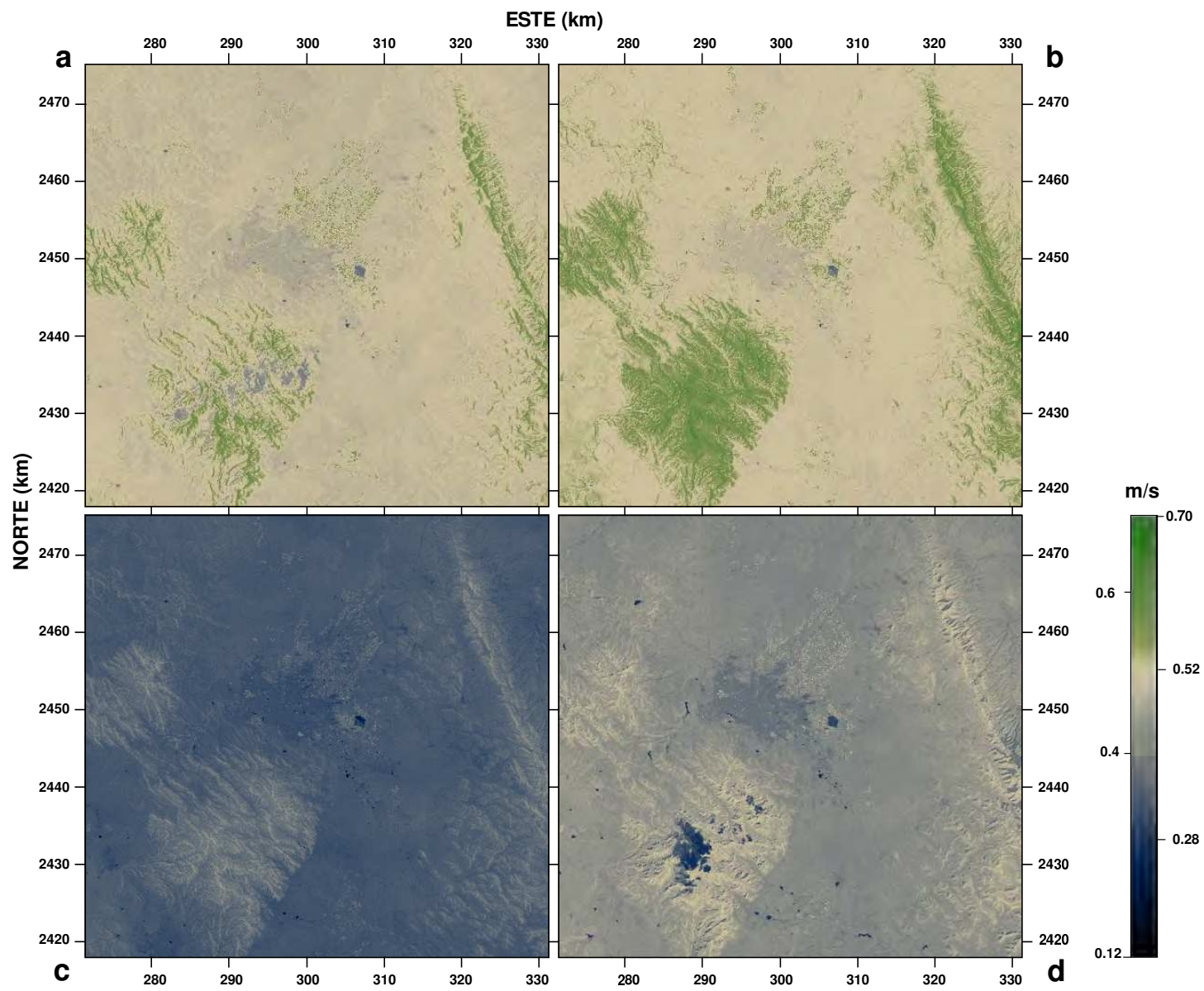


Figura 4.28: Distribución espacial de la velocidad de fricción (u^*) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

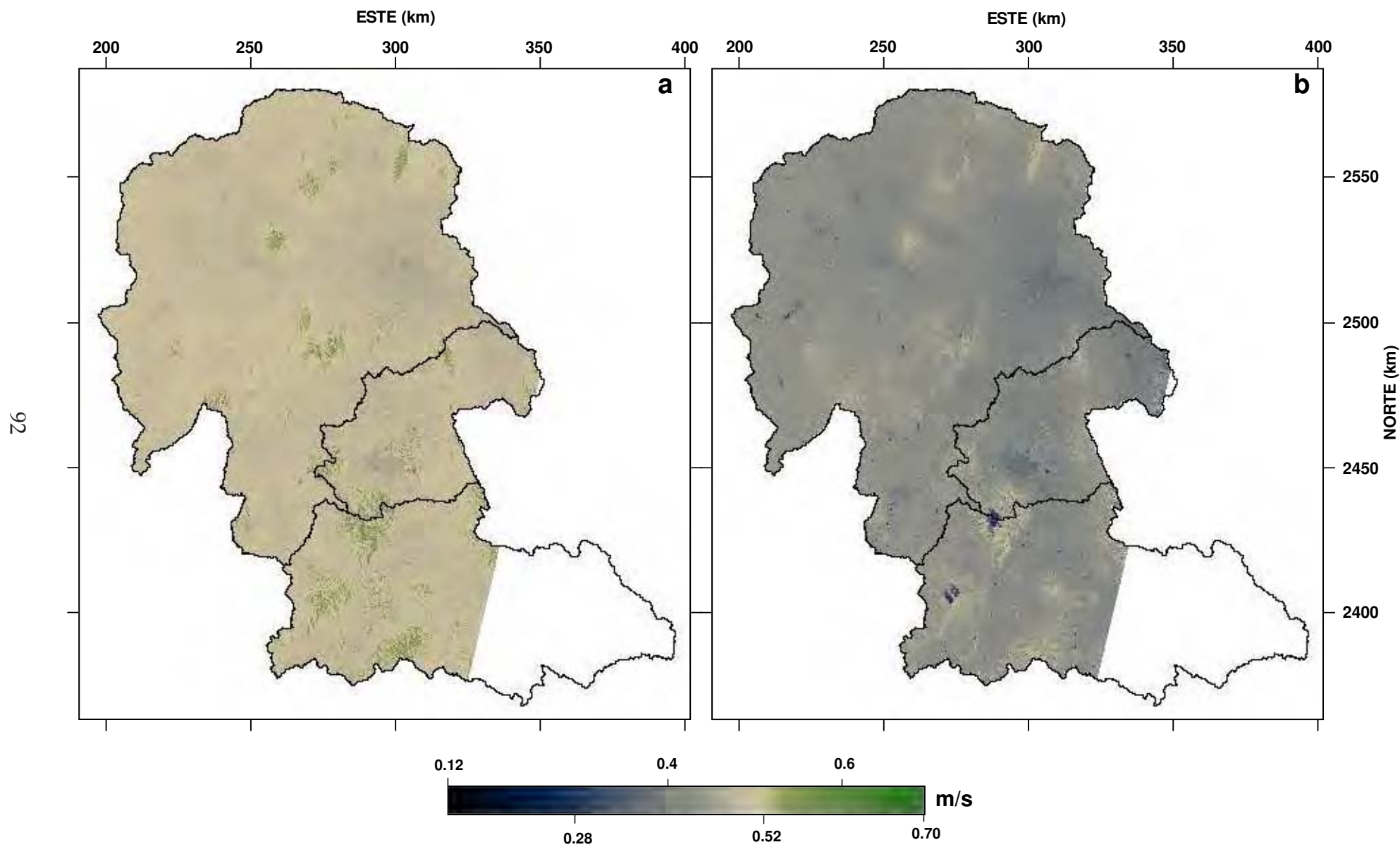


Figura 4.29: Distribución espacial de la velocidad de fricción (u^*) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.12. Flujo de calor sensible (H)

El cálculo de H fue realizado en función de la resistencia aerodinámica (r_{ah}), la densidad del aire (ρ_{air}) y el diferencial de temperatura (dT) que se establece entre dos alturas cerca de la superficie, en este caso 0.1 y 2m.

La distribución espacial de H en el VSLP se presenta en la Fig. 4.30. En la Sierra de San Miguelito en color negro (Fig. 4.30d) se observa la presencia de una nube que altera los valores estimados de H haciéndolos negativos. Los valores estimados van de 0 a 900 W m^{-2} . En la Fig. 4.31 se muestra la distribución espacial de H en toda la zona de estudio. El promedio para toda la zona el 30 de marzo es de 406.45 W m^{-2} y para el 24 de octubre es de 335.93 W m^{-2} . Como se puede observar, los valores de H oscilan entre 0 y 180 W m^{-2} en las superficies cubiertas por vegetación. En las superficies de suelo desnudo o con escasa vegetación H tiene valores elevados debido a que en estos lugares la mayor parte de la radiación solar que incide sobre la superficie es reflejada y por lo tanto una parte es almacenada por la atmósfera (H).

En la tabla 4.2 se presentan las variables principales que intervienen en la determinación de H y se muestran sus valores antes y después del proceso iterativo.

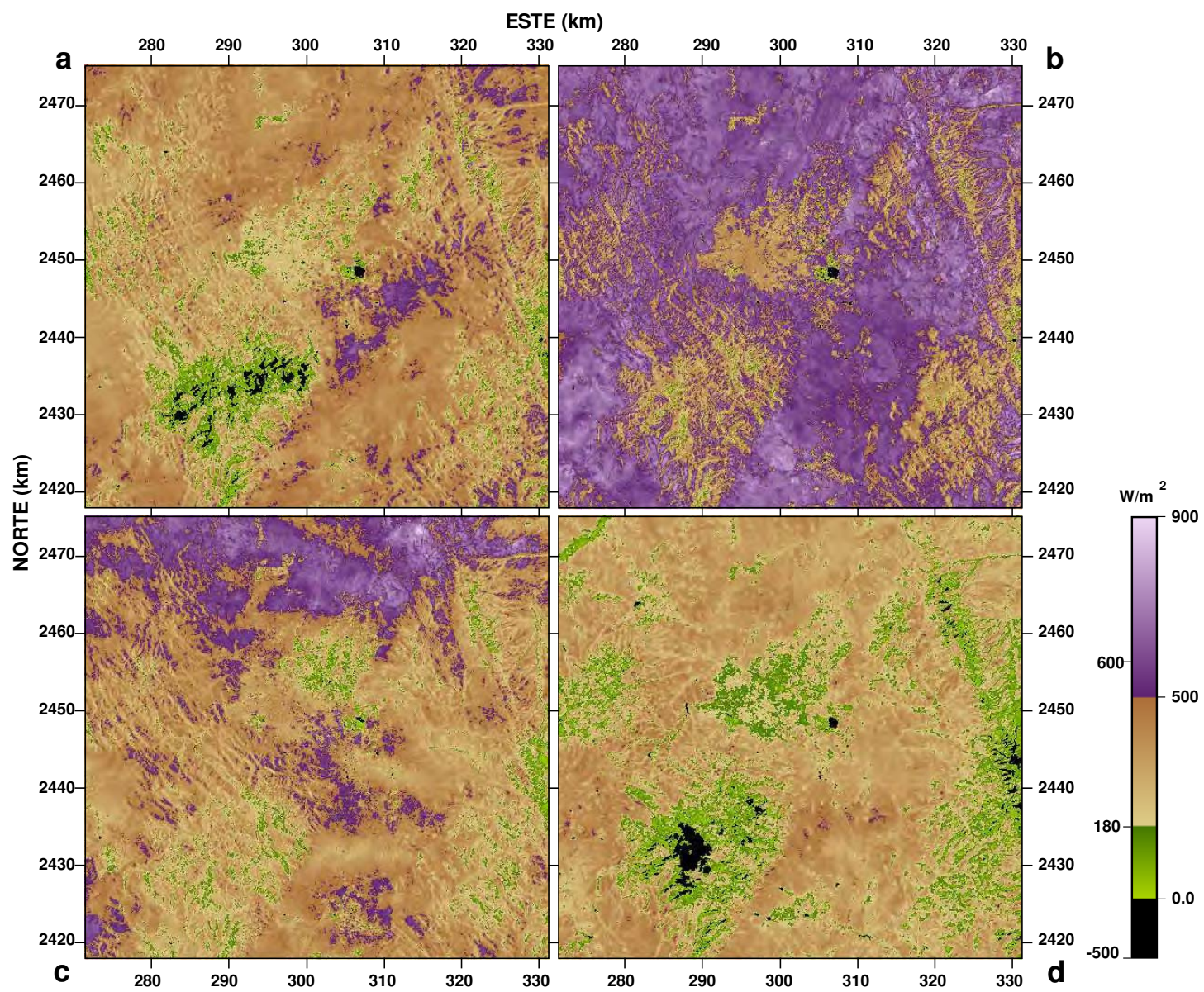


Figura 4.30: Distribución espacial del flujo de calor sensible (H) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

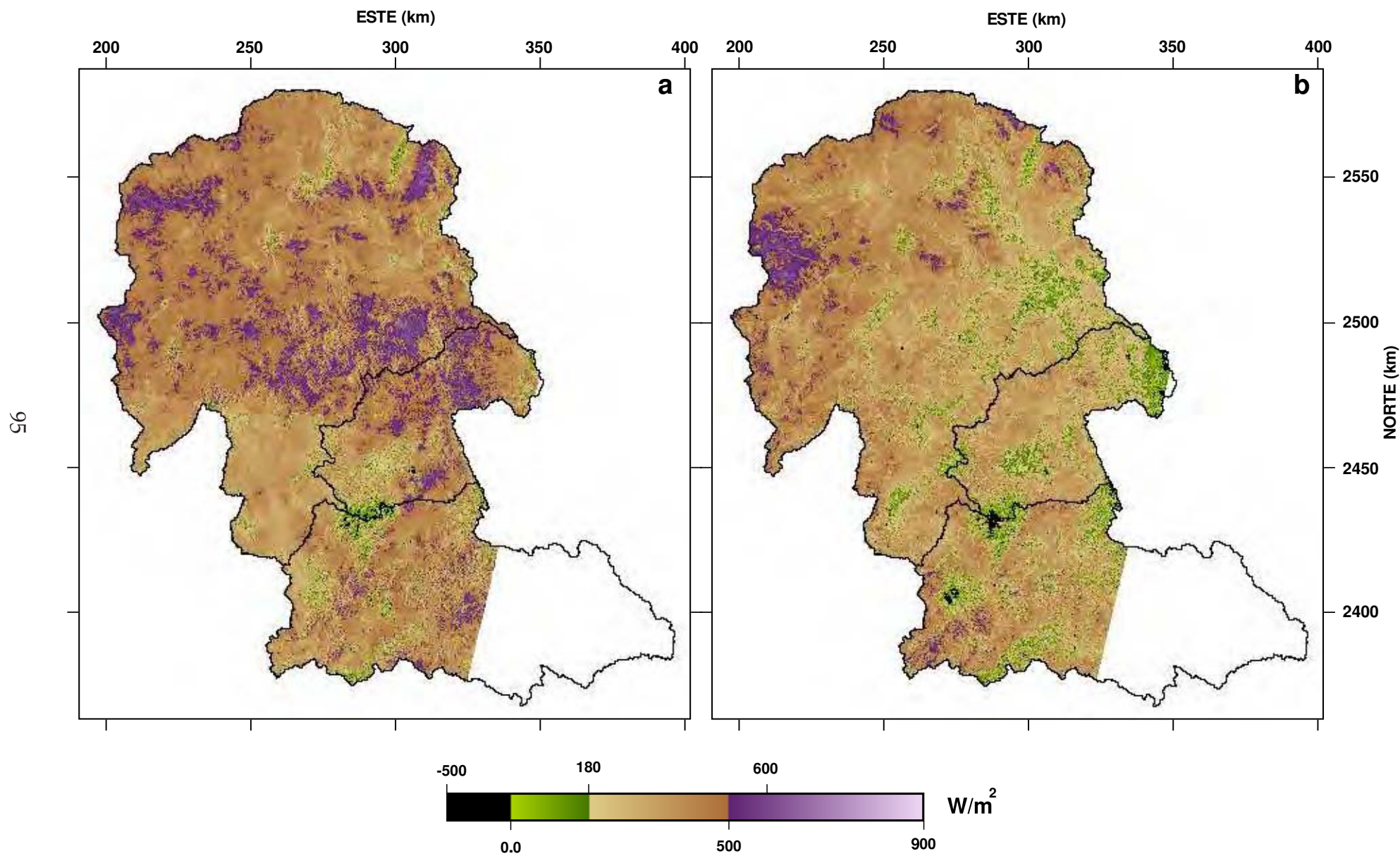


Figura 4.31: Distribución espacial del flujo de calor sensible (H) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

Cuadro 4.2: Valores para determinar H

Valores de entrada antes del proceso iterativo

Variable	path/row-28/44				path/row-28/45							
	30/03/2001		24/10/2001		30/03/2001		23/04/2001		25/05/2001		24/10/2001	
	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente
T_s	302.54	313.55	299.25	313.99	310.2	317.15	300.62	323.52	302.23	313.55	296.55	312.16
R_n	556.56	609.59	348.33	327.104	552.58	494.92	602.81	556.42	641.34	592.28	386.59	313.201
G	99.28	117.36	79.76	105.76	113.75	120.77	35.94	137.42	108.95	124.44	21.19	101.34
ET_r	0.868	0.838	0.6	0.57	0.86	0.80	0.94	0.79	0.73	0.66	0.63	0.56
u^*	0.525	0.370	0.412	0.293	0.525	0.371	0.525	0.374	0.308	0.217	0.412	0.294
r_{ah}	13.91	19.72	17.74	24.94	13.91	19.71	13.91	19.55	23.66	33.65	17.74	24.82
dT	-1.24	7.53	-1.38	5.9	1.50	7.54	-0.73	8.52	2.71	15.43	-0.60	6.97
ρ_{air}	0.983	0.965	0.978	0.982	0.957	0.956	0.924	0.923	0.923	0.922	0.923	0.923

Valores después de proceso iterativo

Variable	path/row-28/44				path/row-28/45							
	30/03/2001		24/10/2001		30/03/2001		23/04/2001		25/05/2001		24/10/2001	
	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente	frío	caliente
u^*	0.508	0.496	0.396	0.396	0.518	0.50	0.537	0.520	0.430	0.345	0.421	0.421
r_{ah}	14.82	11.92	19.47	14.45	14.58	11.84	13.79	11.37	15.59	12.98	17.71	13.64
dT	-1.34	8.708	-1.537	10.57	-1.598	8.78	-0.74	12.75	1.86	15.298	-0.607	10.827
H	-88.35	652.17	-76.40	482.095	-104.063	640.97	-48.80	757.41	106.35	796.19	-31.41	514.601
LE	613.07	0.0	404.56	0.0	624.65	0.0	616.70	0.0	497.86	0.0	395.62	0.0

Cuadro 4.3: Coordenadas UTM de los pixeles extremos

Fecha	Extremo	Este	Norte	Elevación
Path/Row-28/44				
30/03/2001	frío	302109	2505853	1630
	caliente	284746	2481677	1780
24/10/2001	frío	296110	2497345	1672
	caliente	301121	2505295	1633
Path/Row-28/45				
30/03/2001	frío	309179	2444342	1845
	caliente	308301	2451492	1855
23/04/2001	frío	209920	2467645	2139
	caliente	210338	2467433	2141
25/05/2001	frío	213044	2469243	2141
	caliente	216402	2468980	2146
24/10/2001	frío	211969	2468705	2140
	caliente	217740	2470641	2145

Cuadro 4.4: Valores de a y b para la determinación del dT .

path/row-28/44				
Fecha	a_{antes}	b_{antes}	$a_{despues}$	$b_{despues}$
30/03/2001	0.493	-147.617	0.564	-166.81
24/10/2001	0.408	-122.72	0.678	-203.172
path/row-28/45				
Fechas	a_{antes}	b_{antes}	$a_{despues}$	$b_{despues}$
30/03/2001	0.474	-142.768	0.544	-163.633
23/04/2001	0.471	-144.052	0.687	-209.656
25/05/2001	0.641	-192.809	0.677	-204.695
24/10/2001	0.424	-127.379	0.640	-191.939

4.13. Diferencial de temperatura (dT)

El diferencial de temperatura de la superficie esta influenciado principalmente por dos factores, la velocidad del viento y la temperatura de la superficie. En la tabla 4.3 se presentan las coordenadas de los pixeles extremos seleccionados para la determinación del dT para cada una de las imágenes utilizadas. En la Fig. 4.32 se

presenta el dT para el VSLP en las cuatro fechas analizadas. En la Fig. 4.33 se muestra la distribución espacial del diferencial de temperatura para toda la zona de estudio, en la estimación del 30 de marzo el valor promedio del diferencial de temperatura fue de 7.67 K y para el 24 de octubre fue de 7.10 K. La diferencia de temperatura estimada osciló de 0 a 18.5 K, en la Sierra de San Miguelito se observa en rojo la influencia que causa una nube en la estimación del diferencial de temperatura para el 24 de octubre, en este caso las estimaciones generadas en esa área no son válidas. En la tabla 4.4 se presentan los valores de a y b determinados para cada fecha con los cuales se define el dT . El subíndice *antes* significa antes del proceso iterativo y el subíndice *despues* se refiere a los valores posterior al proceso iterativo.

4.14. Flujo de calor latente (LE)

El flujo de calor latente representa la cantidad de energía consumida por el proceso de evapotranspiración. En la Fig. 4.34 se muestra la distribución espacial del flujo de calor latente en el VSLP. Como se puede observar, en gran parte de esta zona se obtuvieron valores negativos, a pesar de que se aplicaron las correcciones descritas en el capítulo 2 con el objetivo de disminuir este problema. En la Fig. 4.35 se presenta la distribución espacial de las estimaciones de LE en toda el área de estudio. Los valores más altos se obtuvieron en cuerpos de agua, seguidos por las áreas cubiertas por vegetación. La mayor incidencia de valores negativos se presentó en las áreas cubiertas por pastizales y matorrales. El valor promedio de LE para el 30 de marzo en las tres cuencas fue de 80.70 W m^{-2} y para el 24 de octubre de 125.85 W m^{-2} .

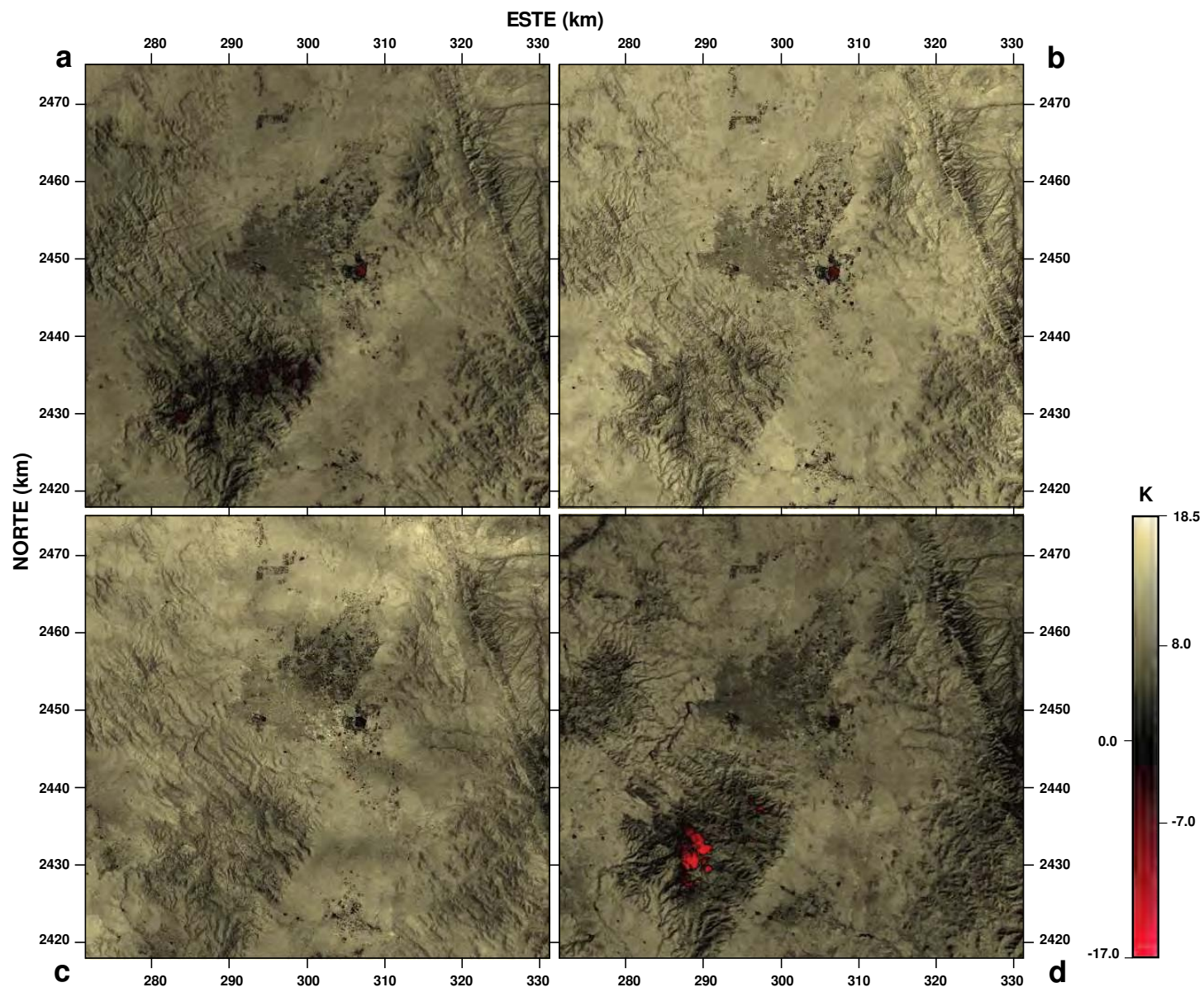


Figura 4.32: Distribución espacial del diferencial de temperatura (dT) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

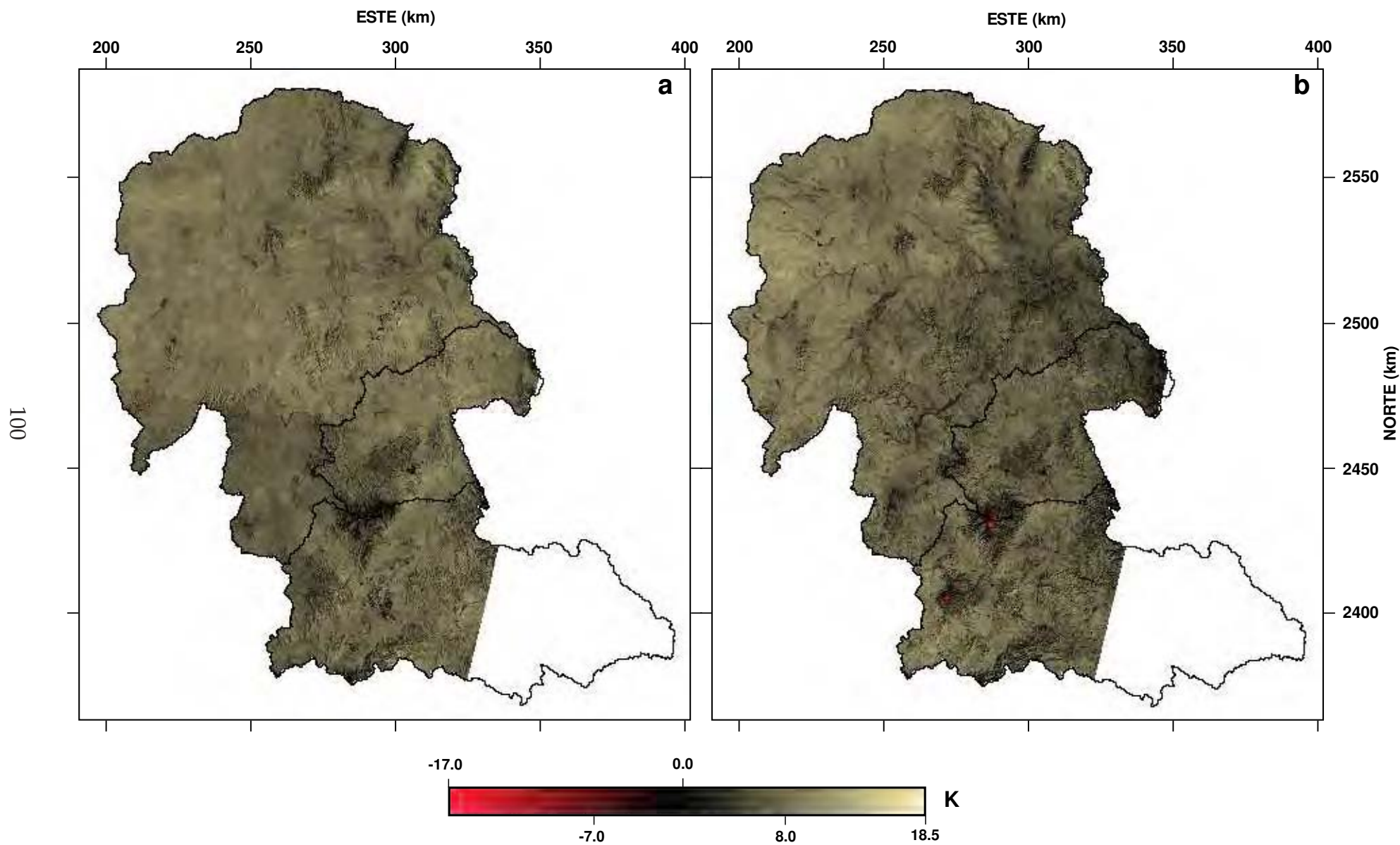


Figura 4.33: Distribución espacial del diferencial de temperatura (dT) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

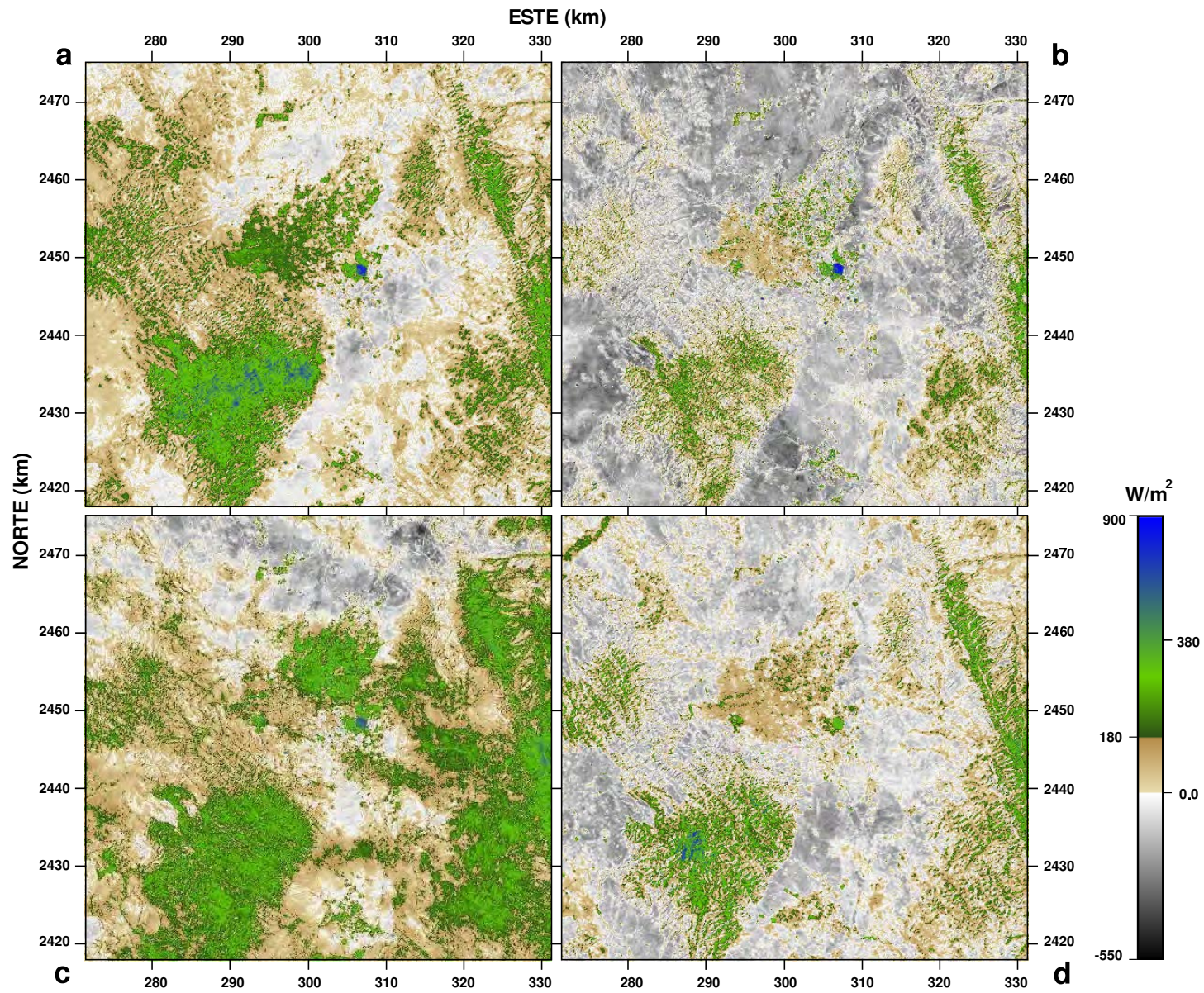


Figura 4.34: Distribución espacial del flujo de calor latente (LE) estimado en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

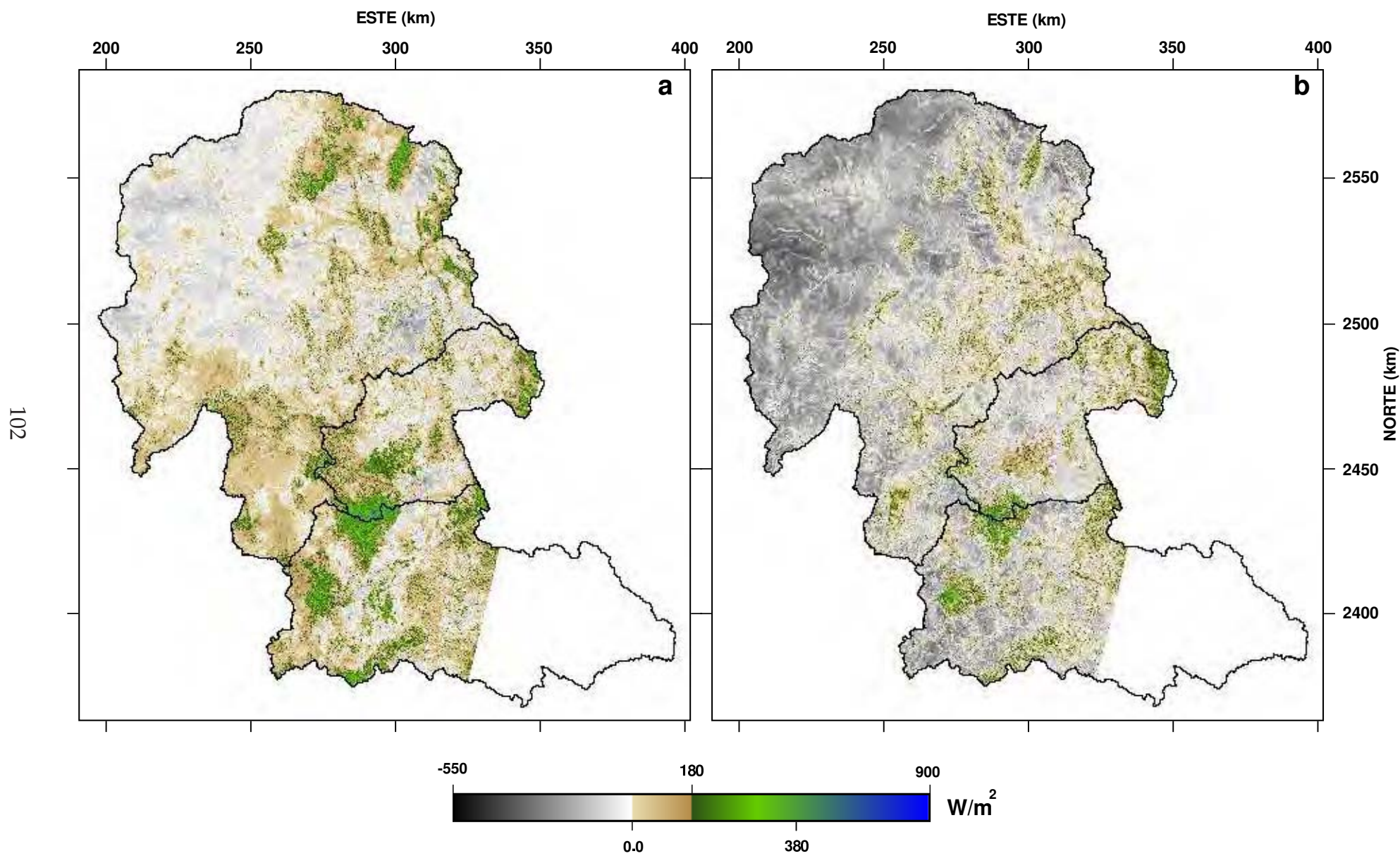


Figura 4.35: Distribución espacial del flujo de calor latente (LE) estimado para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.15. Evapotranspiración de referencia (ET_r)

La ET_r es usada para auto-calibrar el balance de energía de cada imágen de satélite. La evapotranspiración de referencia se calculó tomando como referencia un campo de cultivo de alfalfa y las condiciones meteorológicas al momento de la adquisición de la imagen así como la radiación neta (R_n) y del flujo de calor en el suelo (G). La distribución espacial de la ET_r en el VSLP se muestra en la Fig. 4.36 y la variación estacional en la zona de estudio se presenta en la Fig. 4.37. Como se puede observar, los valores de la evapotranspiración de referencia van de -0.2 a 2 mm h^{-2} ; los valores más altos se obtuvieron en las áreas cubiertas por vegetación y por otro lado los valores más bajos se presentan en áreas de suelo desnudo, pastizales y matorrales.

4.16. Fracción de evapotranspiración de referencia ($ETrF$)

La fracción de la evapotranspiración de referencia fue calculada como una proporción entre la evapotranspiración instantánea y la evapotranspiración de referencia y es usada en el cálculo de la evapotranspiración diaria debido a que esta proporción es considerada constante durante todo el día. En la Fig. 4.38 se muestra la distribución espacial de la fracción de evapotranspiración de referencia en el VSLP en las cuatro fechas analizadas, con valores que oscilan entre -1.6 y 1.5 . La variación estacional de la $ETrF$ en la zona de estudio se muestra en la Fig. 4.39, en la cual se puede observar que los valores más altos se obtuvieron en áreas cubiertas por vegetación; por otra parte, los valores menores se presentan en las áreas con suelo desnudo, pastizales y matorrales.

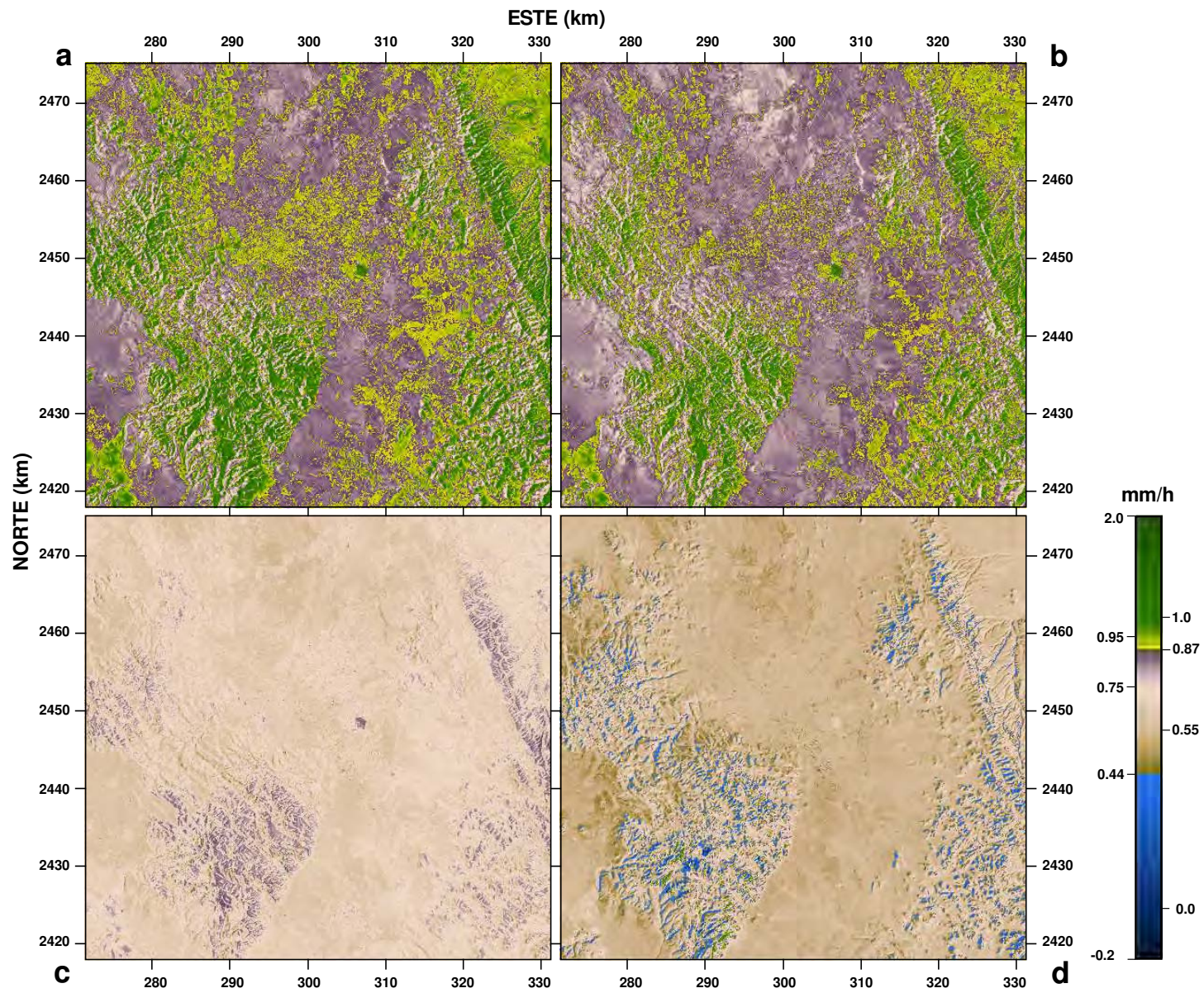


Figura 4.36: Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia (ET_r) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

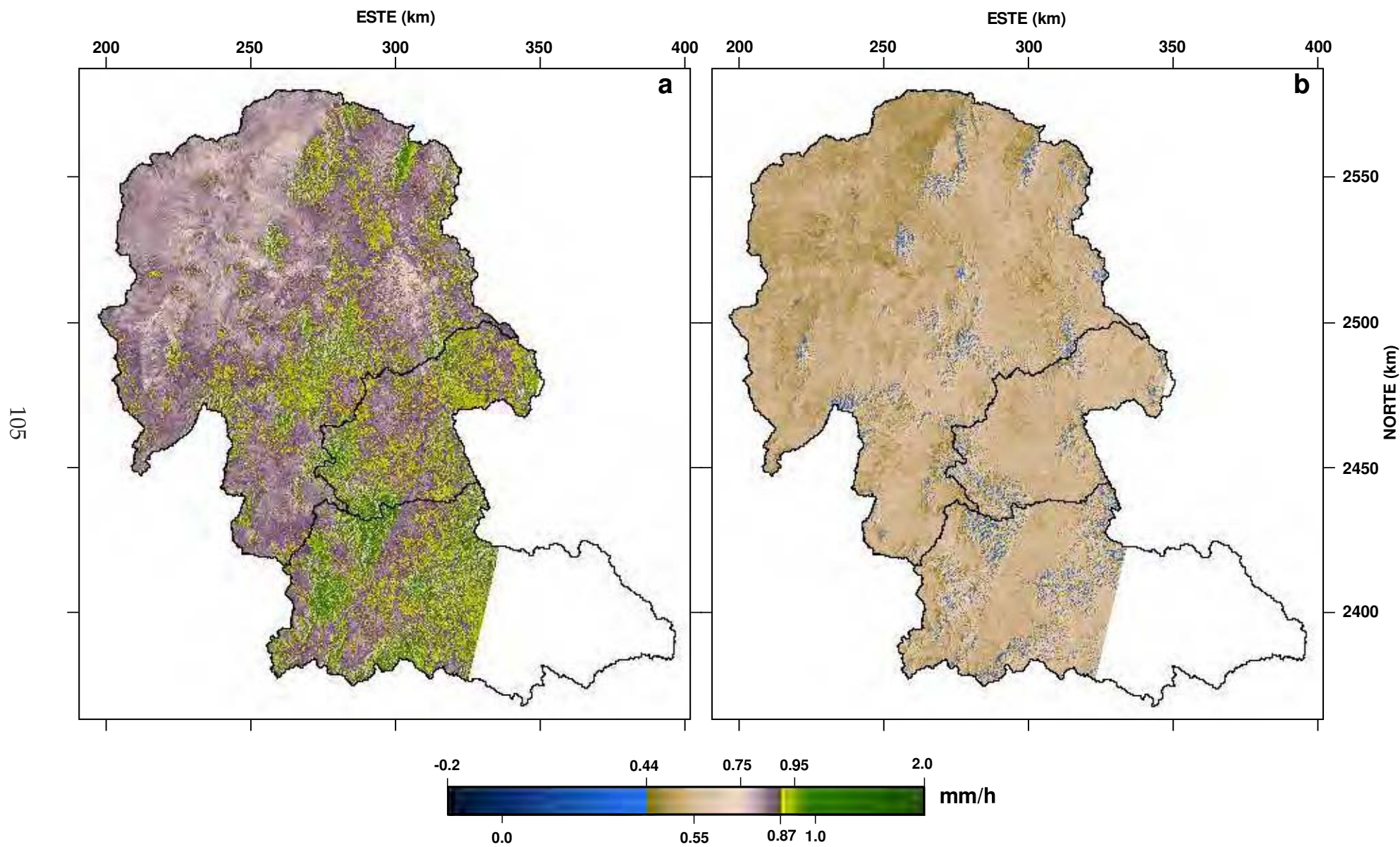


Figura 4.37: Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia (ET_r) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

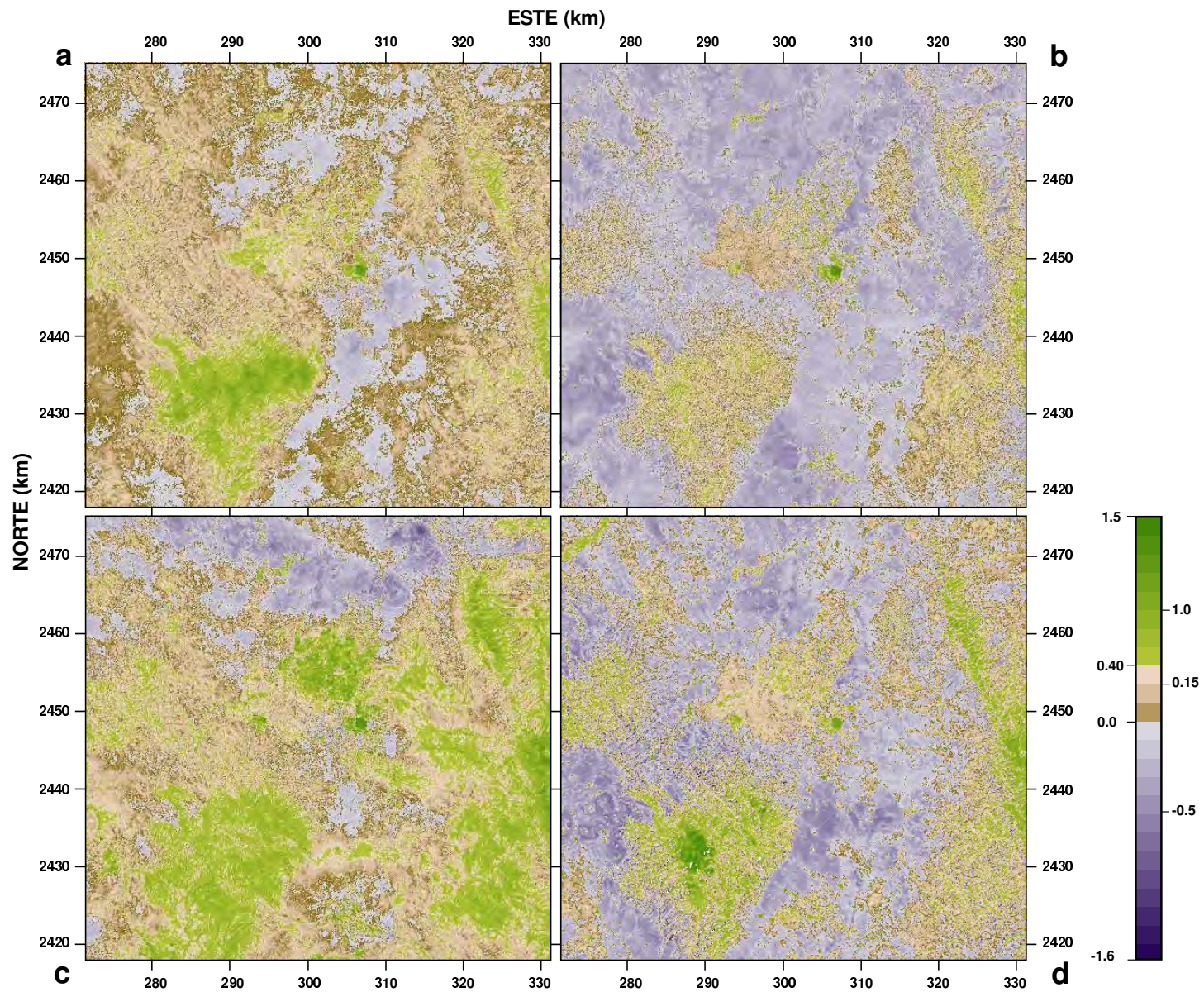


Figura 4.38: Distribución espacial de la fracción de evapotranspiración de referencia (ET_r/F) estimada en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

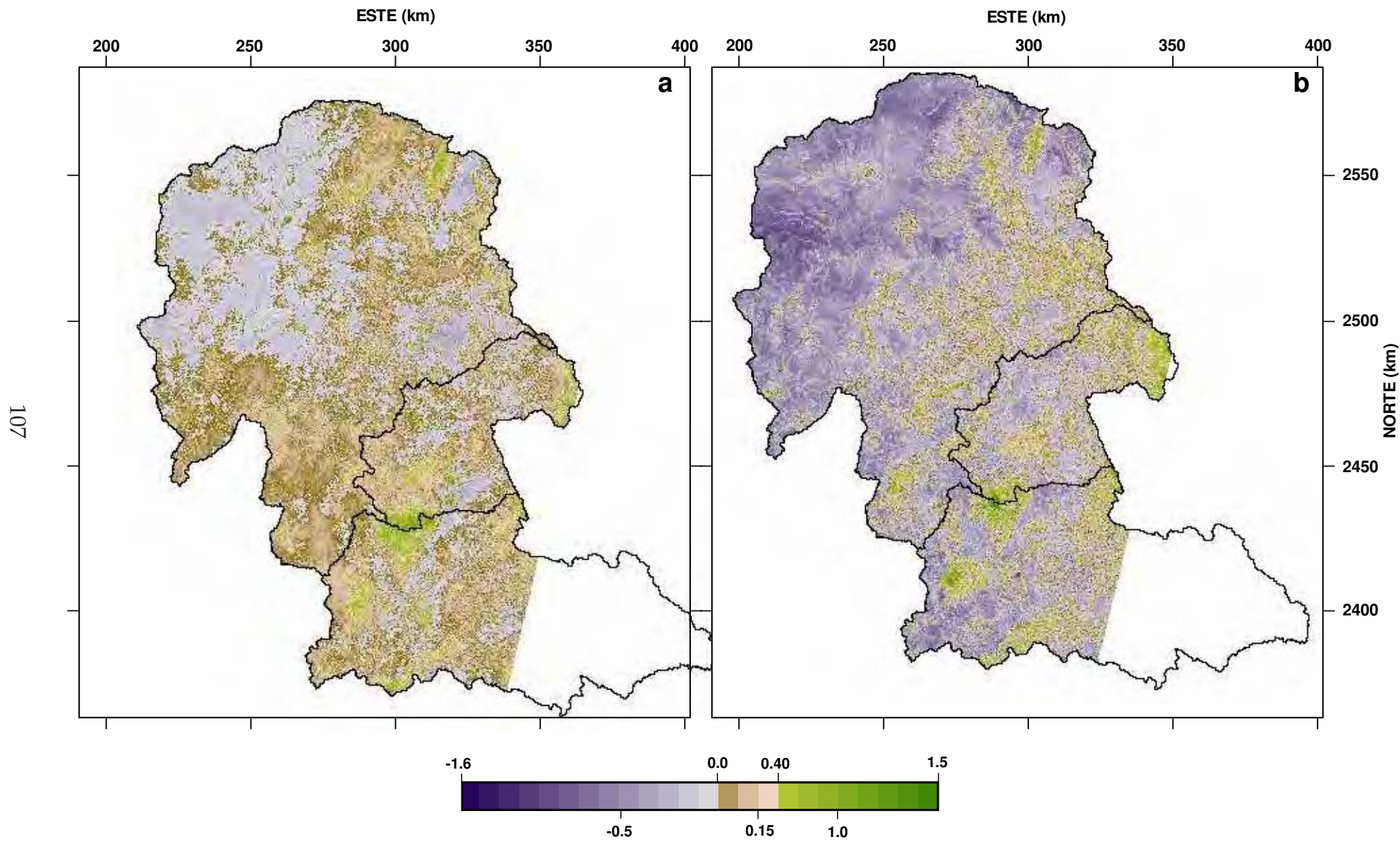


Figura 4.39: Distribución espacial de la fracción de evapotranspiración de referencia (ET_r/F) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.17. Evapotranspiración instantánea (ET_{inst})

La evapotranspiración instantánea es la ET fue calculada para el momento del paso del satélite en las cuatro fechas analizadas. La distribución de espacial de la ET_{inst} en el VSLP se muestra en la Fig. 4.40 y en la Fig. 4.41 se muestra la distribución espacial de la ET_{inst} en toda el área de estudio. Como se puede observar, los valores obtenidos oscilan entre -1.0 y 1.5 mm h^{-1} ; los valores más altos se estimaron en las superficies cubiertas por vegetación como la Sierra de San Miguelito y las áreas de agricultura de regadío. Por otra parte, los valores más bajos se obtuvieron en las zonas con suelo desnudo, de pastizales y de matorrales. El valor promedio de la evapotranspiración instantánea para el 30 de marzo en toda el área de estudio fue de 0.05 mm h^{-1} y para el 24 de octubre fue de -0.09 mm h^{-1} . En las zonas urbanas se obtuvieron valores positivos, lo cual se atribuye al efecto llamado isla de calor urbano, que genera una mayor concentración de calor debido a que gran porcentaje de la radiación solar que incide sobre la superficie es reflejada provocando un aumento en la temperatura. Este efecto influye la estimación del flujo de calor latente (LE) y por lo tanto los valores de ET_{inst} .

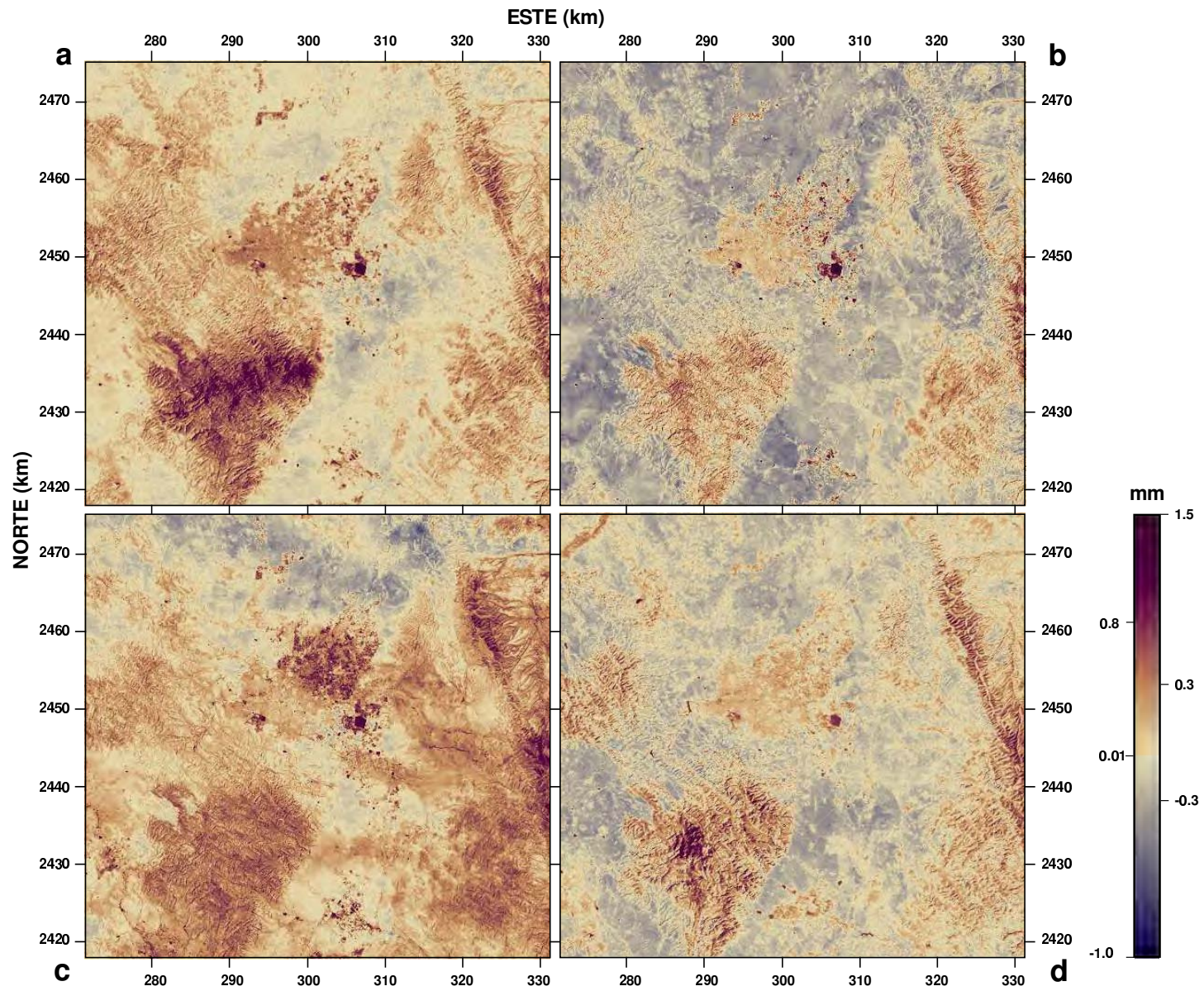


Figura 4.40: Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

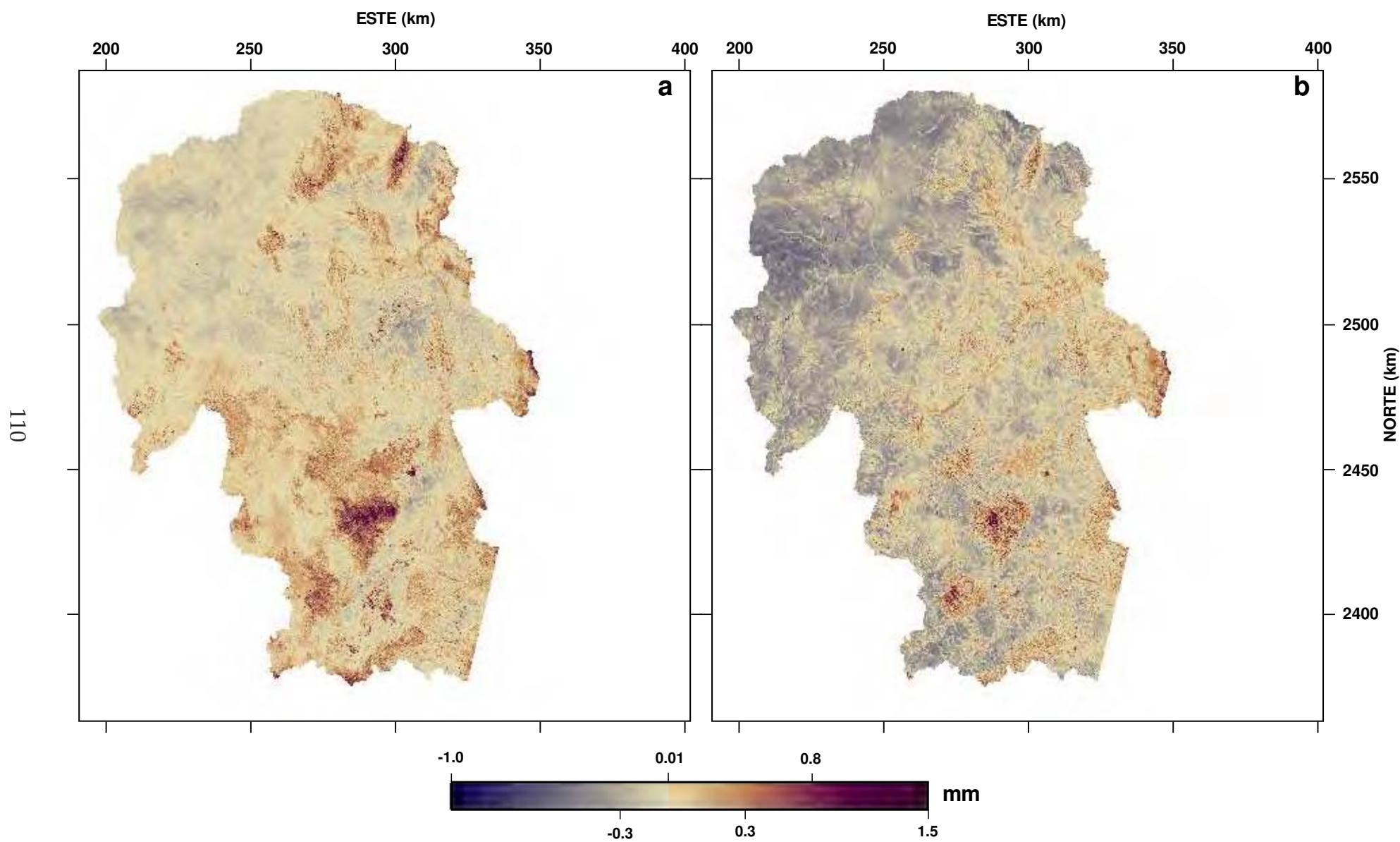


Figura 4.41: Distribución espacial de la evapotranspiración instantánea (ET_{inst}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

4.18. Evapotranspiración diaria (ET_{24})

Finalmente, en la Fig. 4.43 se presenta la evapotranspiración diaria en el VSLP para las cuatro fechas analizadas. Los valores de ET_{24} oscilan entre -0.5 y 15 mm d^{-1} . En la Fig. 4.44 se puede observar como varía la distribución espacial y estacional de la ET_{24} en toda la zona de estudio. En la Fig. 4.42 se muestra el análisis estadístico que se aplicó a los datos obtenidos. Se pueden observar una gran cantidad de valores atípicos, esto se atribuye a que la clasificación de uso de suelo disponible data del año 2005.

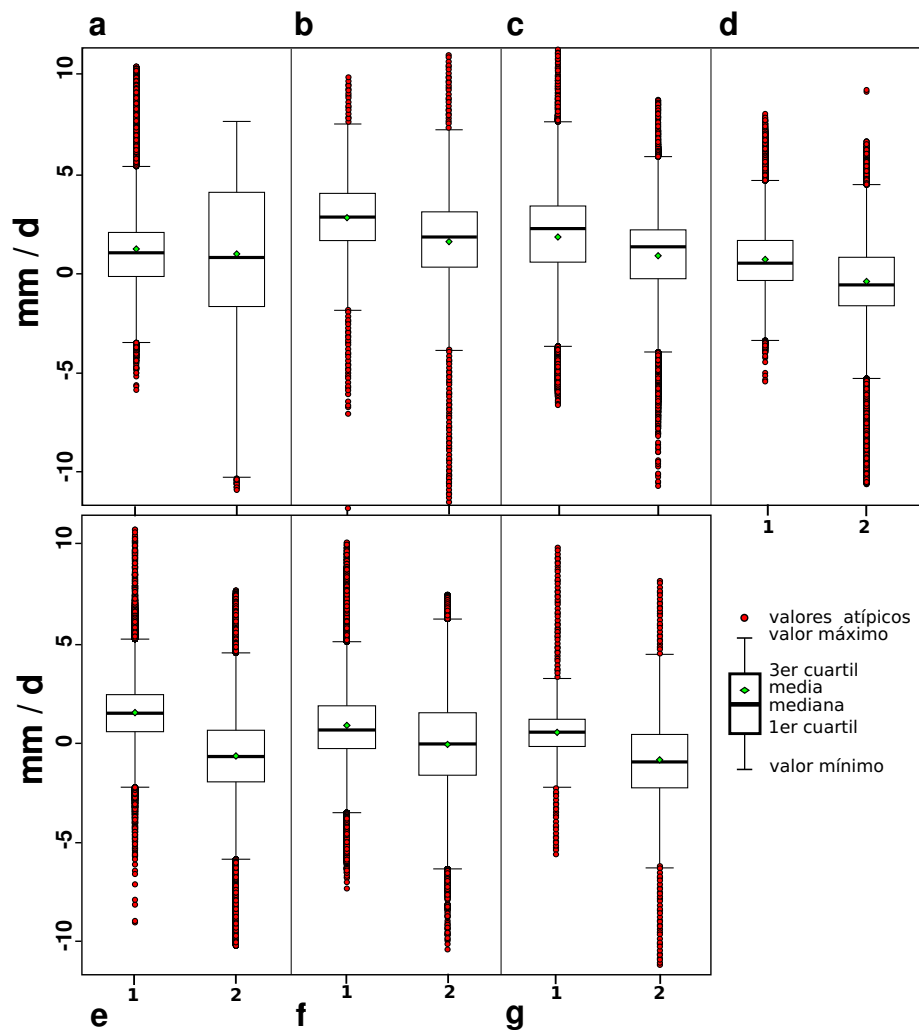


Figura 4.42: Diagramas de caja de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para los diferentes usos de suelo: (a) Agua, (b) Bosque, (c) Zona urbana, (d) Matorral, (e) Pastizal, (f) Agricultura de riego y (g) Agricultura de temporal. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo y (2) 24 de octubre.

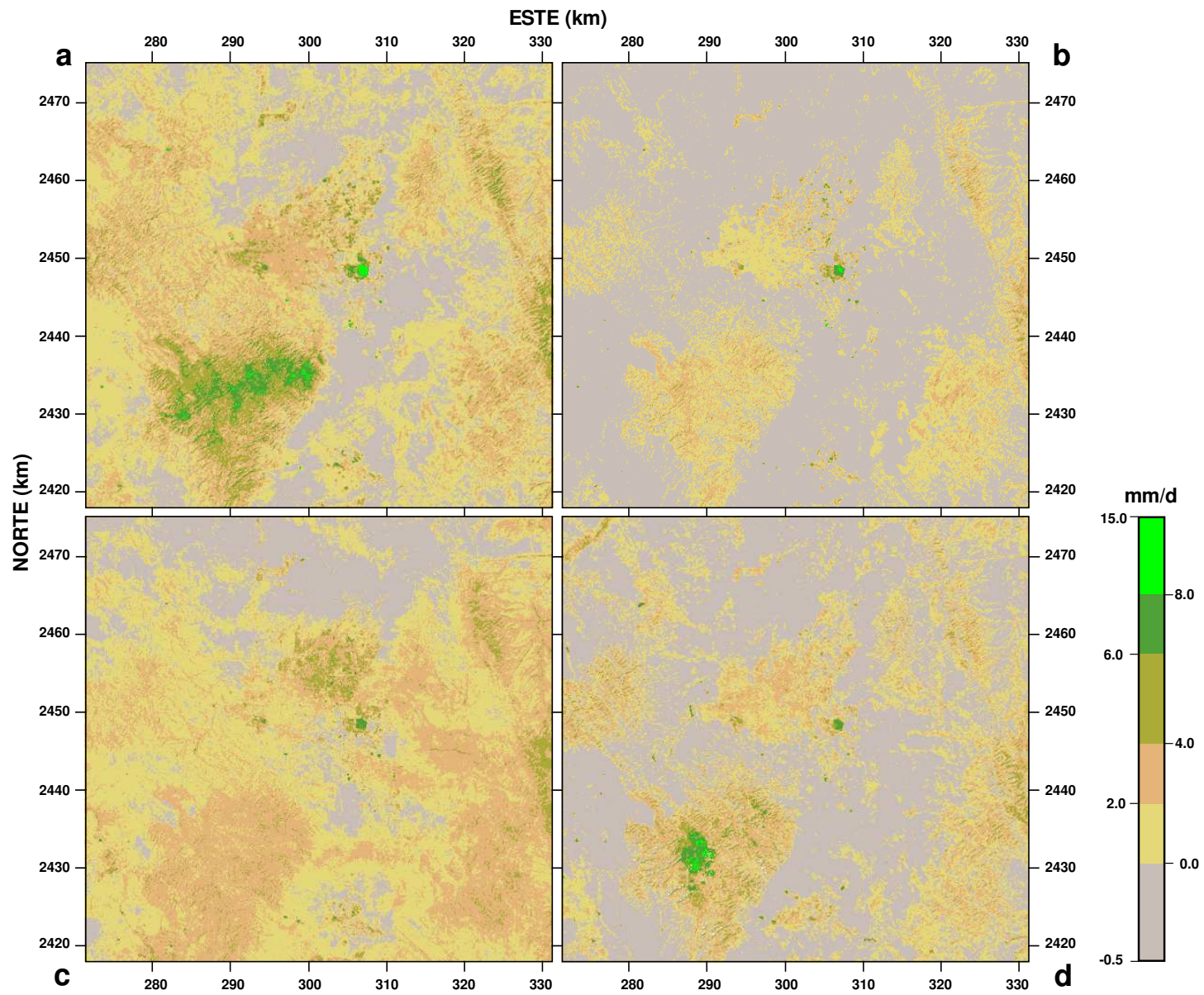


Figura 4.43: Distribución espacial de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) en el VSLP en 2001: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

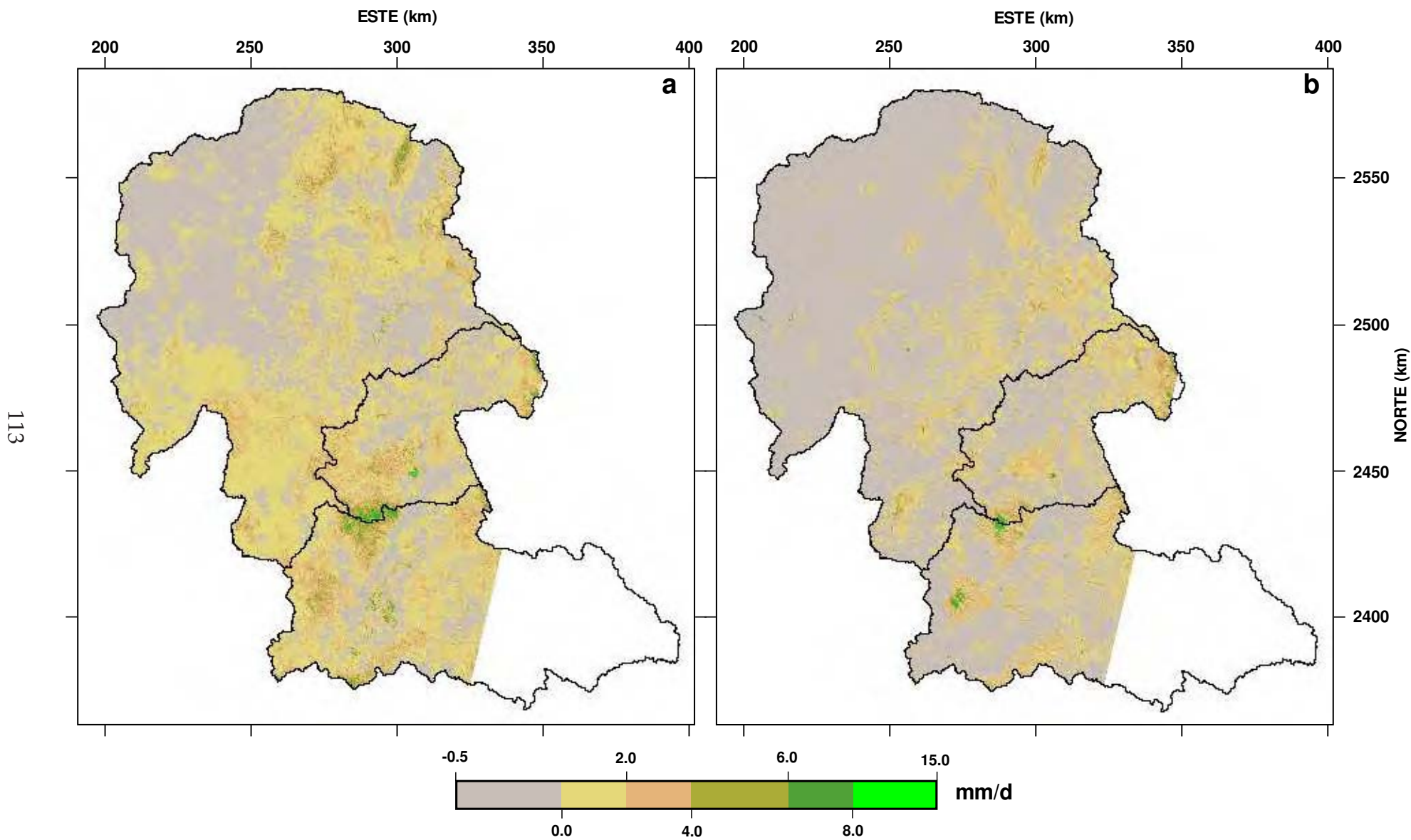


Figura 4.44: Distribución espacial de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para las tres cuencas hidrológicas que cubren el acuífero de SLP en 2001: (a) 30 de marzo y (b) 24 de octubre.

A continuación se describe detalladamente los resultados para cada uso de suelo y se hace una comparación entre los valores estimados para primavera y otoño de 2001:

4.18.1. ET_{24} estimada en cuerpos de agua

Para el 30 de marzo el rango de valores estimado para los cuerpos de agua fue de -5.75 a 10.4 mm d^{-1} y el valor medio fue 1.28 mm d^{-1} ; para el 24 de octubre el rango de valores varió entre -39 y 7.6 mm d^{-1} y el valor medio fue de 1.03 mm d^{-1} (Fig. 4.42a). Normalmente, los cuerpos de agua tienen valores de albedo bajos, de la misma manera la temperatura de su superficie es baja, por lo cual presenta valores de R_n altos. Sin embargo, los valores de ET_{24} resultaron demasiado bajos y esto se debe a que una parte de la R_n fue asignada a G , el cual fue estimado en función del LAI , que para los cuerpos de agua tiene valores de 0. Por otra parte, otro factor que contribuyó a que los valores de evapotranspiración diaria resultaran tan bajos, es que el uso de suelo actual ya no corresponde a la clasificación de uso de suelo disponible. Por lo tanto, en algunas superficies clasificadas como cuerpos de agua, se puede encontrar suelo desnudo o escasa vegetación.

4.18.2. ET_{24} estimada en bosques

En los bosques se estimaron los valores más altos de evapotranspiración diaria, para el 30 de marzo el valor medio fue 2.79 mm d^{-1} y para el 24 de octubre fue de 1.55 mm d^{-1} (Fig. 4.42b). Estas estimaciones se consideraron apropiadas.

4.18.3. ET_{24} estimada en zonas urbanas

Las zonas urbanas son una mezcla de superficies, tales como calles de concreto y techos, los cuales tienen una alta reflectancia o albedo; árboles y pastos, los cuales tienen un albedo bajo. Dada esta mezcla, es lógico que exista cierto grado de incertidumbre en los valores estimados. Para el 30 de marzo el rango de valores estimado fue de -6.6 a 13.01 mm d^{-1} y el valor medio fue 1.78 mm d^{-1} ; para el 24 de octubre

el rango de valores fue de -10.63 a 8.632 mm d^{-1} y el valor medio fue de 0.851 mm d^{-1} (Fig. 4.42c). Por otra parte, las estimaciones en estas zonas son influenciadas por el efecto isla de calor urbano, a causa del cual las elevadas temperaturas que se concentran en estas áreas aumentan las estimaciones de algunas de las variables que determinan las tasas de ET , tales como G , R_n y ET_r .

4.18.4. ET_{24} estimada en áreas de matorrales y pastizales

En las áreas cubiertas por matorrales, para el 30 de marzo los valores estimados oscilaron entre -5.4 y 7.97 mm d^{-1} y el valor medio fue 0.70 mm d^{-1} y para el 24 de octubre el valor medio de ET_{24} fue de -0.40 mm d^{-1} (Fig. 4.42d). Para las superficies clasificadas como pastizales, el valor medio para el 30 de marzo fue de 2.79 mm d^{-1} y para el 24 de octubre de -0.91 (Fig. 4.42e). Los valores negativos obtenidos para octubre en las superficies de matorrales y pastizales, pueden deberse a los bajos valores de R_n que se estimaron para esa fecha y a que la velocidad del viento utilizada en los cálculos de H fue menor que la usada para marzo.

4.18.5. ET_{24} estimada en áreas de agricultura de temporal

Los valores estimados para las áreas clasificadas como agricultura de temporal, resultaron ser extremadamente bajos para ambas fechas. Los resultados de marzo se atribuyen a que es la temporada de siembra y aun no existe vegetación en los campos de cultivo. Los valores obtenidos para octubre se cree que están relacionados a la baja velocidad del viento empleada y a la baja radiación solar estimada para la fecha. El valor estimado medio para el 30 de marzo fue de 0.37 mm d^{-1} y para el 24 de octubre de -0.96 mm d^{-1} (Fig. 4.42g). Por otra parte, la clasificación de uso de suelo disponible, seguirá siendo un factor determinante en los resultados.

4.18.6. ET_{24} estimada en áreas de agricultura de riego

METRIC fue desarrollado en una región con clima semiárido basandose en relaciones derivadas de mediciones realizadas en campos agrícolas de regadío. Debido

a lo cual se realizó un análisis más detallado de los resultados obtenidos en las áreas de agricultura de riego. En la Fig. 4.45 se muestran un análisis estadístico realizado a las estimaciones de ET_{24} en una pequeña área de agricultura de regadío de aproximadamente 72 km^2 , la cual se observa en la Fig. 4.46. En la Fig. 4.47 se puede observar la distribución espacial de la evapotranspiración diaria en las cuatro fechas analizadas. El valor medio de ET_{24} estimado para el 30 de marzo fue de 2.148 mm d^{-1} , para el 23 de abril fue de 0.116 mm d^{-1} , para el 25 de mayo fue de 3.298 mm d^{-1} y para el 24 de octubre fue de 1.022 mm d^{-1} . Como se puede observar en esta porción del área de estudio las estimaciones de ET_{24} , resultaron ser más congruentes.

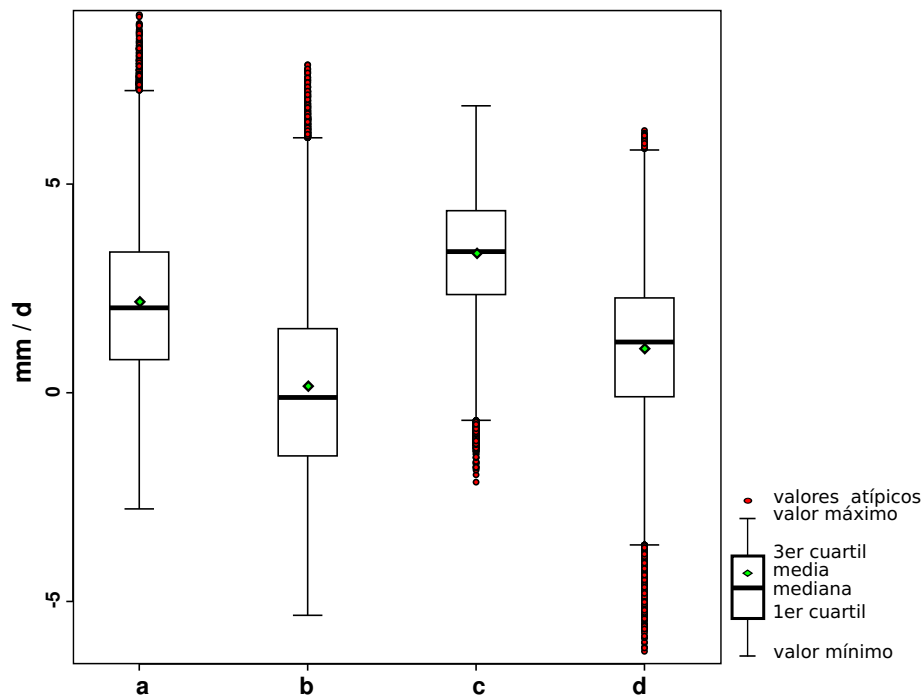


Figura 4.45: Diagramas de caja de la evapotranspiración diaria (ET_{24}) estimada para una pequeña área de la zona de estudio dedicada a la agricultura de riego. Los números indican las fechas analizadas de 2001: (1) 30 de marzo, (2) 23 de abril, (3) 25 de mayo y (4) 24 de octubre.

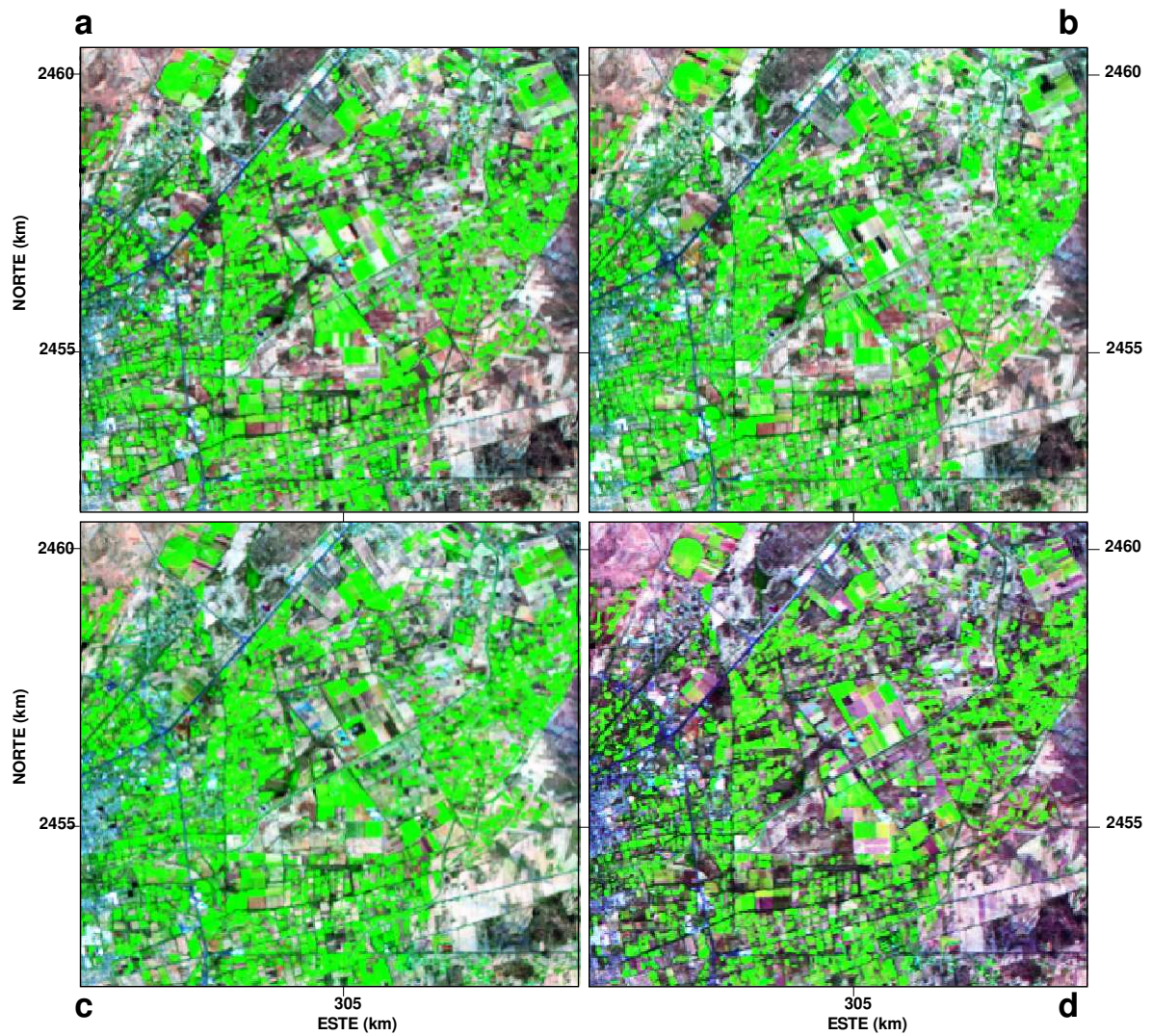


Figura 4.46: Combinación en falso color(RGB-543) de una sección del área de estudio correspondiente a agricultura de riego: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

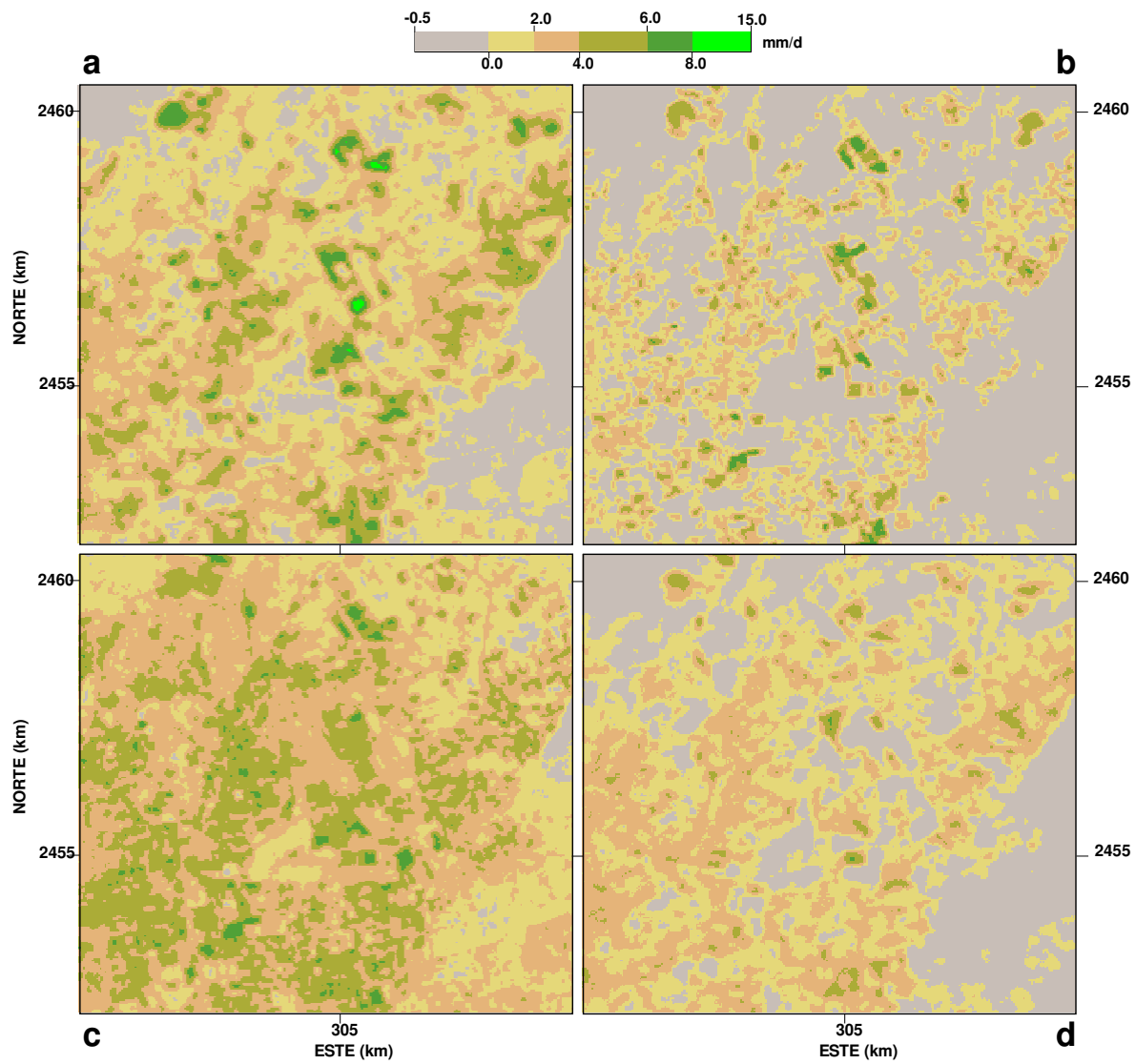


Figura 4.47: Distribución espacial de la ET_{24} en una sección del área de estudio correspondiente a agricultura de riego: (a) 30 de marzo, (b) 23 de abril, (c) 25 de mayo y (d) 24 de octubre.

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

5.1. Cálculo del flujo de calor en el suelo (G)

En METRIC, el cálculo del flujo de calor que es conducido dentro del suelo es calculado en función de la cantidad de vegetación presente en la superficie (LAI). El cálculo del LAI en el VSLP se realizó en función del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI), como proponen Allen et al. (2007b). Sin embargo, este índice considerar el factor L como una constante. La zona de estudio tiene una extensión territorial aproximada de 45,000 Km² y por lo tanto la densidad en la cobertura vegetal en toda la zona no es constante. Se considera que la aplicación de MSAVI en lugar de SAVI podría generar mejores estimaciones, puesto que MSAVI (Qi et al., 1994) considera el factor L variable y auto-ajustable en función a la variación en la cantidad de vegetación presente.

5.2. Cálculo del flujo de calor sensible (H)

El modelo METRIC considera una calibración interna del balance de energía obtenido a través de las imágenes de satélite, mediante la selección de dos condiciones extremas en la imagen. Esta autocalibración es realizada para cada imagen usando

la evapotranspiración de referencia calculada para el tiempo del paso del satélite con datos meteorológicos registrados en ese momento. En la aplicación de METRIC en el VSLP esta autocalibración mostró ser muy sensible a la selección de los extremos de la imagen, por lo que es de suma importancia seguir las recomendaciones dadas por Tasumi (2003), mencionadas en la sección 2.3.3. En donde se sugiere que el pixel frío sea seleccionado dentro de un campo agrícola, bien regado y que su superficie se encuentre totalmente cubierta por vegetación. La temperatura de la superficie y la radiancia de los pixeles de los alrededores debe ser prácticamente idéntica a la del pixel frío. Su albedo debe estar entre 0.20 y 0.24 y su *LAI* debe ser mayor a 3. En cuanto al pixel caliente, este debe estar localizado en un campo agrícola con suelo desnudo y seco en donde se pueda asumir que no existe evapotranspiración. Debe tener un albedo similar al de otros pixeles localizados en otros campos secos y desnudos, su *LAI* debe estar en un rango de 0 a 0.4 y su pendiente no debe ser mayor a tres grados. Finalmente, ambos pixeles deben estar ubicados cerca de una estación meteorológica a no más de 10 km de distancia.

Por otra parte, METRIC considera usar datos climatológicos de una estación para cada imagen de satélite, sin embargo, se sabe que las condiciones meteorológicas entre las áreas montañosas, tales como la Sierra de San Miguelito y la Sierra de Álvarez, son diferentes a las condiciones meteorológicas que se presenta en superficies llanas. Por lo tanto, para futuras estimaciones del flujo de calor sensible (H) se podría explorar el uso de diferentes relaciones en el diferencial de temperatura dT , como lo hicieron Allen et al. (2003) en el "Imperial Valley" en California, Estados Unidos. Las diferentes funciones del dT deberían desarrollarse tomando como referencia la elevación de cada pixel, para agrupar el área de estudio en subregiones en las cuales se deberían usar datos meteorológicos y pixeles extremos diferentes.

5.3. Conclusiones generales

El algoritmo implementado en GRASS para aplicar METRIC en el VSLP fue validado mediante su aplicación en la estimación de la *ET* en una región de Texas,

Estados Unidos. Los resultados obtenidos mostraron una correspondencia adecuada a los estimados por los autores originales del estudio (Gowda et al., 2008a). Por lo tanto, se consideró válida la aplicación de este algoritmo en el VSLP. Después de analizar los resultados obtenidos, se puede concluir que METRIC, puede ser aplicado en áreas agrícolas y de bosque en el VSLP. En cuanto a su aplicación en otras áreas, tales como pastizales y matorrales, se considera que usando una clasificación de uso de suelo actualizada, la evaluación de las estimaciones pueden ser mejor. En general, las estimaciones obtenidas para todos los usos de suelo que existen en la zona de estudio, fueron consideradas razonables al compararlas con valores reportados en la literatura.

En relación a las estimaciones de evapotranspiración diaria (ET_{24}) y de las variables consideradas para su cálculo, se consideran una valiosa aportación de este trabajo, debido a que son las primeras estimaciones regionales realizadas en el VSLP. Esta información tiene un gran potencial para ser aplicada en la administración de los recursos hídricos en los campos agrícolas de regadío en la región.

Una de las mayores ventajas de METRIC es que requiere de un mínimo de datos de entrada para realizar los cálculos, por lo cual podría ser una buena herramienta en el manejo de recursos hídricos de la región. A continuación se presentan algunas recomendaciones para mejorar las estimaciones generadas por METRIC resultarían más precisas:

a) Realizar una clasificación de uso de suelo actual para saber con certeza que tipo de cobertura y vegetación existe. Esta clasificación requiere ser validada en campo.

b) El desarrollo de relaciones empíricas del LAI en el VSLP para los tipos de vegetación presentes en esta región, considerando las diferentes estaciones del año, diferentes condiciones climatológicas y de velocidad del viento, favorecería las estimaciones de la radiación neta, flujo de calor en el suelo, la longitud de rugosidad, velocidad de fricción, resistencia aerodinámica y por lo tanto de la ET .

Bibliografía

Allen, R., Tasumi, M., and Torres, Lorite, I. (2003). High Resolution Quantification of Evapotranspiration from Imperial Irrigation District. Research Completion report (phase I) submitted to MWD. Technical report.

Allen, R. G. and Bastiaanssen, W. (2005). Editorial: Special issue on remote sensing of crop evapotranspiration for large regions. *Irrig. Drain. Syst.*, 19:207–210.

Allen, R. G., Kjaersgaard, J. H., Garcia, M., Tasumi, M., and Trezza, R. (2008). Fine-Tuning Components of Inverse-Calibrated, Thermal-Based Remote Sensing Models for Evapotranspiration. In *Proc. 17th Pecora Conference on the Future of Land Imaging. Denver, Colorado.*

Allen, R. G., Pereira, L., Raes, D., and Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO riego y drenaje 56.*

Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., and Trezza, R. (2005). A Landsat based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrig. Drain. Syst.*, 19:251–268.

Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J. L., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., and Robison, C. W. (2007a). Satellite Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)-Applications. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 133:395–406.

Allen, R. G., Tasumi, M., and Trezza, R. (2007b). Satellite-Based Energy Balance for

- Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)-Model. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 133:380–394.
- Anderson, M. C., Kustas, W. P., Norman, J. M., Hain, C. R., Mecikalski, J. R., Schultz, L., Gonzalez-Dugo, M. P., Cammalleri, C., d’Urso, G., Pimstein, A., and Gao, F. (2011). Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15:223–239.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Torn, R. D., Kustas, W. P., and Basara, J. B. (2004). A Multiscale Remote Sensing Model for Disaggregating Regional Fluxes to Micrometeorological Scales. *J. Hydrometeorol.*, 5:343–363.
- ASCE-EWRI (2005). THE ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Technical report, ASCE-EWRI Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration.
- Bashir, M. A., Hata, T., Tanakamaru, H., Abdelhadi, A. W., and Tada, A. (2008). Satellite based energy balance model to estimate seasonal evapotranspiration for irrigated sorghum: a case study from the Gezira scheme, Sudan. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12:1129–1139.
- Bastiaanssen, W. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. PhD thesis, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands.
- Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. H.*, 229:87–100.
- Bastiaanssen, W., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., and Allen, R. G. (2005). SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131:85–93.
- Bastiaanssen, W., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., and

- van der Wal, T. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. *J. Hydrol.*, 212-213:213–229.
- Berk, A., Bernstein, L. W., and Robertson, D. C. (1983). MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN. Technical report, Air Force Geophysical Laboratory, Hanscom Air Force Base, MA.
- Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A., and Edmunds, W. M. (2002). Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosí basin, México. *J. Hydrol.*, 261:24–47.
- Carrillo-Rivera, J. J., Clark, I. D., and Fritz, P. (1992). Investigating Recharge Of Shallow And Paleo-Groundwaters In The Villa De Reyes Basin, SLP, Mexico, With Environmental Isotopes. *Hydrogeology J.*, 1:35–48. 10.1007/s100400050025.
- Chander, G. and Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41:2674–2677.
- Chander, G., Markham, B., and Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sens. Environ.*, 113:893–903.
- Chavez, J., Gowda, P., Howell, T. A., Garcia, L., and Copeland, K. S. (2009). Mapping et at high resolution in an advective semi-arid environment with airborne multispectral imagery. In *Environmental and Water Resources Institute World Congress Proceedings*, Kansas City, Missouri.
- Chavez, J. L., Gowda, P. H., Howell, T. A., Marek, T. H., and New, L. L. (2007). Evapotranspiration Mapping Using METRIC for a Region with Highly Advective Conditions. In *ASABE Annual International Meeting. Paper Number: 072146*, Minneapolis, Minnesota.

- Cotas and CNA (2005). Estudio técnico respecto a las condiciones geohidrológicas y sociales del acuífero 2411 San Luis Potosí en el estado de San Luis Potosí. CNA.
- Courault, D., Seguin, B., and Oliosio, A. (2005). Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.*, 19:223–249.
- Deering, D. W. (1978). *Rangeland reflectance characteristics measured by aircraft and spacecraft sensors*. PhD thesis, Texas A & M University, College Station, TX.
- Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., Hirschboeck, K. K., and Brown, P. (2007). Integrating Remote Sensing and Ground Methods to Estimate Evapotranspiration. *Critical Rev. in Plant Sci.*, 26:139–168.
- Goward, S., Cruickshanks, G. D., and Hope, A. (1985). Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape. *Remote Sens. Environ.*, 18:137–146.
- Gowda, P. H., Chavez, J. L., Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T. A., and Tolck, J. A. (2007). Remote Sensing Based Energy Balance Algorithms for Mapping ET: Current Status and Future Challenges. *Transactions of the ASABE*, 50:1639–1644.
- Gowda, P. H., Chavez, J. L., Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T. A., and Tolck, J. A. (2008a). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrig Sci.*, 26:223–237.
- Gowda, P. H., Chavez, J. L., Howell, T. A., Marek, T. H., and New, L. L. (2008b). Surface Energy Balance Based Evapotranspiration Mapping in the Texas High Plains. *Sensors*, 8:5186–5201.
- GRASS Development Team (2010). *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software*. Open Source Geospatial Foundation, USA.
- Hofierka, J. and Suri, M. (2002). The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications. In *Manuscript submitted to the International GRASS users conference in Trento, Italy*.

- Horiguchi, I. (1992). *Agricultural Meteorology*. Buneidou, Tokyo, Japan.
- Huete, A. R. (1988). A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sens. Environ.*, 25:295–309.
- Li, Z., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., and Zhang, X. (2009). Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*, 9:3801–3853.
- Markham, B. and Barker, J. L. (1986). Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. *EOSAT Landsat Data User Notes*, 1:3–8.
- Obukhov, A. M. (1971). Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 2:7–29.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A. R., Kerr, Y. H., and Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 48:119–126.
- Ramos-Leal, J. A., Martínez-Ruiz, V. J., Rangel-Mendez, J. R., and Alfaro de la Torre, M. C. (2007). Hydrogeological and mixing process of waters in aquifers in arid regions: a case study in San Luis Potosi Valley, Mexico. *Environ. Geology*, 53:325–337.
- Sanchez, J. M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V. A., and Telesca, V. (2008). Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *J. Hydrol.*, 351:58–70.
- Sánchez-González, L. A. and García-Trejo, E. A. (2010). *Avifaunas Estatales de México*. CIPAMEX, Pachuca, Hidalgo, México.
- Tasumi, M. (2003). *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD thesis, Univ. of Idaho, Moscow, Id.

Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R. G., and Wright, J. L. (2005). Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid u.s. *Irrig. Drain. Syst.*, 19:355–376.

Thuillier, G., Herse, M., Labs, S., Foujols, T., Peetermans, W., Gillotay, D., Simon, P. C., and Mandel, H. (2003). The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by SOLSPEC Spectrometer from the ATLAS 123 and EURECA mission. *Solar Physics*, 214:1–22.